

**EÖTVÖS LORÁND TUDOMÁNYEGYETEM  
TERMÉSZETTUDOMÁNYI KAR  
METEOROLÓGIAI TANSZÉK**

**A Kárpát-medence térségére vonatkozó  
éghajlati scénáriók elemzése  
a PRECIS finom felbontású regionális klímamodell  
felhasználásával**

**Doktori Értekezés (PhD)**

**Pieczka Ildikó**

**FÖLDTUDOMÁNYI DOKTORI ISKOLA  
Iskolavezető: Dr. Gábris Gyula, egyetemi tanár**

**FÖLDRAJZ-METEOROLÓGIA PROGRAM  
Programvezető: Dr. Nemes-Nagy József, egyetemi tanár**

**Témavezető:  
Dr. habil. BARTHOLY JUDIT  
tanszékvezető egyetemi tanár**

**Konzulens:  
dr. PONGRÁCZ RITA  
adjunktus**

**BUDAPEST, 2012**

## Tartalomjegyzék

1. Bevezetés .....	3
1.1. Éghajlatváltozás a világban .....	3
1.2. Az éghajlat alakulása Magyarországon .....	9
1.3. A klímamodellezés története és jelentősége .....	13
1.3.1. A regionális klímamodellezés .....	13
1.3.2. Klímamodellezés Magyarországon .....	16
2. A PRECIS regionális klímamodell .....	19
2.1. A modell dinamikája .....	20
2.2. Alkalmazott fizikai parametrizációk .....	21
2.2.1. Felhőzet és csapadék .....	21
2.2.2. Sugárzás .....	23
2.2.3. A határréteg, a felszíni kicserélődés és a szárazföldi felszín .....	24
2.2.4. Gravitációs hullám ellenállás .....	25
3. Adatok .....	26
3.1. A modell validációjához felhasznált adatok ismertetése .....	26
3.1.1. E-OBS adatbázis .....	26
3.2. Modellfuttatások ismertetése .....	28
4. A vizsgálat eredményei .....	31
4.1. A globális és a regionális modell eredményeinek összehasonlítása .....	32
4.2. A modell validációja .....	43
4.3. A modellszimulációk alapján becslt éghajlatváltozás mértéke .....	56
4.3.1. A hőmérséklet várható változása a XXI. században .....	56
4.3.2. A csapadék várható változása a XXI. században .....	69
5. Összefoglalás .....	83
Köszönetnyilvánítás .....	87
Felhasznált irodalom .....	88

## 1. Bevezetés

Napjainkban már nem vitatható, hogy a fokozódó intenzitású emberi tevékenység következményeként globális felmelegedésnek lehetünk tanúi (*IPCC*, 2007). Globális éghajlati modellekkel az egész Földre vonatkozóan adhatunk éghajlati becsléseket, de ezek nem alkalmasak a kisebb tájegységeken – így például a Kárpát-medence területén – várható regionális változások leírására. A globális modellekbe beágyazott regionális modellek horizontális felbontása azonban akár 10–25 km is lehet, ami már kisebb régiók éghajlatának pontosabb leírását is lehetővé teszi.

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem (ELTE) Meteorológiai Tanszékén 2004-ben került sor a **PRECIS (Providing Regional Climates for Impact Studies)** regionális klímamodell adaptálására (*Bartholy et al.*, 2006). A választott kutatási téma keretében a PRECIS regionális klímamodell outputjait felhasználva elemezzük a Kárpát-medence alapvető klímaméreteit.

A dolgozat 1. fejezetében áttekintjük a globális éghajlatváltozás témakörét, valamint a regionális éghajlati forgatókönyvek készítésének tudományos háttérét. Külön kitérünk a regionális klímamodellezés témakörében végzett hazai kutatásokra. A 2. fejezetben kerül sor a PRECIS modell ismertetésére, majd a 3. fejezetben a vizsgálataink során felhasznált adatbázisok bemutatására. A 4. fejezetben részletezzük a Kárpát-medence térségére rendelkezésünkre álló 25 km-es felbontású modellfuttatási eredmények alapján készített éghajlati becsléseket. A hőmérséklet és a csapadék PRECIS regionális modell által becsült értékének hibáit értékeljük az 1961–1990 közötti referencia-időszakra, valamint ezen éghajlati paraméterek várható változásait és azok bizonytalanságait elemezzük a 2021–2050 és a 2071–2100 közötti időszakra vonatkozóan. Végül a dolgozat legfontosabb következtetéseit az 5. fejezetben foglaljuk össze.

### 1.1. Éghajlatváltozás a világban

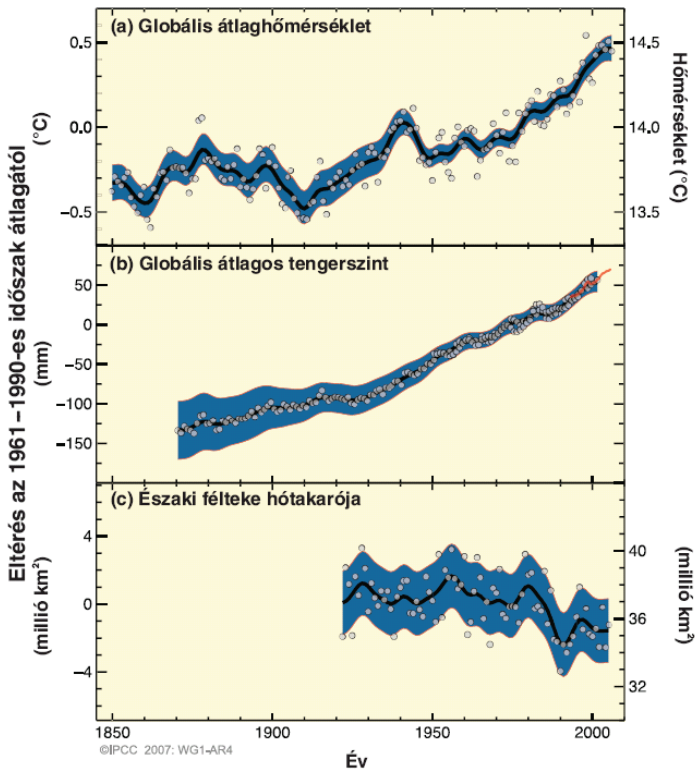
A Föld éghajlatának változása nem újkeletű jelenség, hiszen az éghajlat változása, ingadozása a múltban is előfordult. Míg azonban ezen változásoknak kizárólag természetes okai voltak, addig az ipari forradalom óta a helyzet gyökeresen átalakult: mára az emberi tevékenység is az éghajlatot alakító tényezővé vált. Az antropogén hatások – pl. az üvegházhatású gázok és aeroszolok fokozott kibocsátásának, a földhasználat változásának –

veszélyeire már az 1972 júniusában Stockholmban összehívott ENSZ-konferencia is felhívta a figyelmet (Götz, 2004). A résztvevők javasolták, hogy az éghajlati folyamatok tanulmányozása nagyobb hangsúlyt kapjon a Globális Légkörkutató Program (GARP) keretében, és egy környezetvédelemmel foglalkozó ENSZ-program (UNEP – United Nations Environmental Programme) beindítását határozták el.

Az elmúlt 161 év mérési adatsorából egyértelműen kitűnik (Brohan et al., 2006), hogy a globális átlaghőmérséklet növekedett, azonban az egyes régiók között jelentős eltérés figyelhető meg. Az éghajlat globális melegekedése napjainkban már széles körben elfogadott, amit alátámaszt a globálisan átlagolt óceán- és légköri hőmérséklet emelkedését, a globális átlagos tengerszint emelkedését, valamint a hó- és jégtakaró kiterjedt olvadását bemutató 1.1. ábra is. A grafikon bal oldalán megjelenő skála alapján minden változás az 1961–1990-es időszak megfelelő átlagaihoz viszonyított eltérésként jelenik meg. A grafikon jobb oldalán található skála a változók abszolút értékét mutatja. Az ábrán a körök az évenkénti átlagértékeket, a simított görbék pedig az évtizedes átlagokat mutatják. Az árnyékolt területek a bizonytalansági tartományokat szemléltetik, amiket az ismert bizonytalanság átfogó analizéséből (1.1. ábra felső és középső grafikon), illetve az adatsorokból (1.1. ábra alsó grafikon) becsültek meg.

Globális átlagban a XX. századi melegedés két, jól elkülöníthető szakaszra osztható: az 1910–1940 közötti (0,35 °C), valamint az 1970-es évektől kezdődő s napjainkig tartó időszakra (2006 végéig 0,55 °C). A melegedés mértéke a kontinentális területeken nagyobb, mint az óceánok felett, és évszakos bontásban nézve a téli félgömbön valamivel erőteljesebb, mint a nyárin (Trenberth et al., 2007). Emellett néhány kisebb régióban (pl. Grönlandtól délre, az Atlanti-óceán térségében) lehűlést is megfigyelhettünk 1901 óta. A nagyon hideg napok és éjszakák száma csökkent, az extrém meleg nappalok és forró éjszakák száma jelentősen növekedett a XX. század utolsó évtizedeiben. A közepes- és magas szélességeken meghosszabbodott a fagymentes időszak, mely az északi félgömbön leginkább a tavasz korábbra tolódásában mutatkozott meg. A troposzféra a felszínnél valamivel nagyobb mértékben melegedett, a sztratoszféra pedig 1979 óta markánsan hűlt.



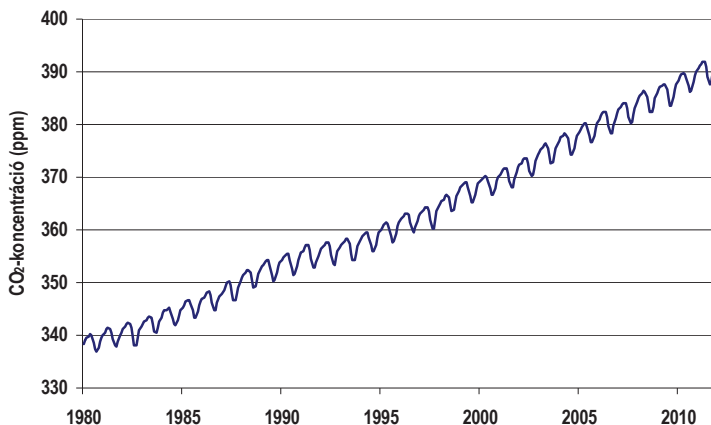


**1.1. ábra:** Az éves átlaghőmérséklet, a tengerszint és az északi félteke hótakarójának változásai, 1850–2005. IPCC, 2007 alapján

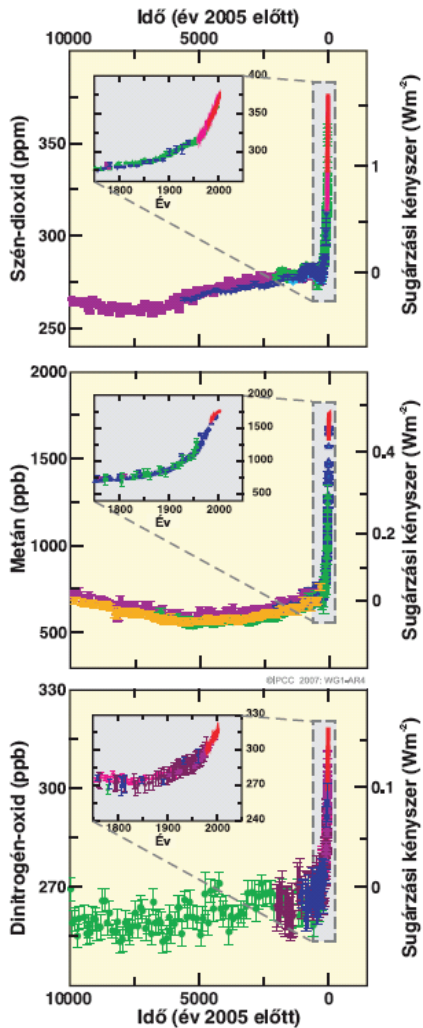
Az éghajlat változása természetesen más meteorológiai paraméterek módosulásában is megnyilvánul; a megfigyelések többek között a csapadék mennyiségének, intenzitásának, gyakoriságának és típusának változásairól is információval szolgálnak, azonban azok nagy tér- és időbeli változékonysága miatt a részletek tárgyalásától jelen disszertáció keretében eltekintünk.

Ahogy már említettük, éghajlatváltozások a Föld története folyamán korábban is előfordultak, a most zajló azonban bizonyos jellemzőiben eltér az eddigiektől. A jelenlegi CO<sub>2</sub>-koncentráció magasabb, mint az elmúlt több mint félmillió évben bármikor. Az elmúlt

fél évszázad koncentráció-növekedése pedig példa nélküli legalább a megelőző 1300 évben. Míg a korábbi éghajlatváltozások természetes eredetűek voltak, addig a jelenlegi melegekedést már az antropogén tevékenység is befolyásolja. Antarktiszi jégfurat mintákból meghatározható az elmúlt 650 000 év légköri CO<sub>2</sub>-koncentrációja, melynek értéke ezen időszak alatt 180 és 300 ppm között ingadozott. A szén-dioxid globális légköri koncentrációja 2011-re az iparosodás előtti 280 ppm-ről 390 ppm-re nőtt (Conway & Tans, 2012). Az 1.2. ábra az 1980 és 2012 között lezajlott változást szemlélteti. Ezzel párhuzamosan más üvegházhatású gázok koncentrációja (pl. metán, dinitrogén-oxid) is jelentősen növekedett (1.3. ábra). A jelenség kiváltó okai jórészt a különböző emberi tevékenységekkel hozhatók összefüggésbe, például a fosszilis üzemanyagok egyre intenzívebb felhasználásával, a földhasználat változásával, valamint az egyre fokozódó mezőgazdasági és ipari tevékenységgel. A legtöbb hosszú tartózkodási idejű, halogéneket tartalmazó gáz (mint például a CFC-k) antropogén eredetű, az iparosodás előtt nem volt jelen a légkörben, ma azonban komoly környezeti problémát jelent a globális felmelegedéshez való hozzájárulása, az ózonréteget károsító hatása miatt.



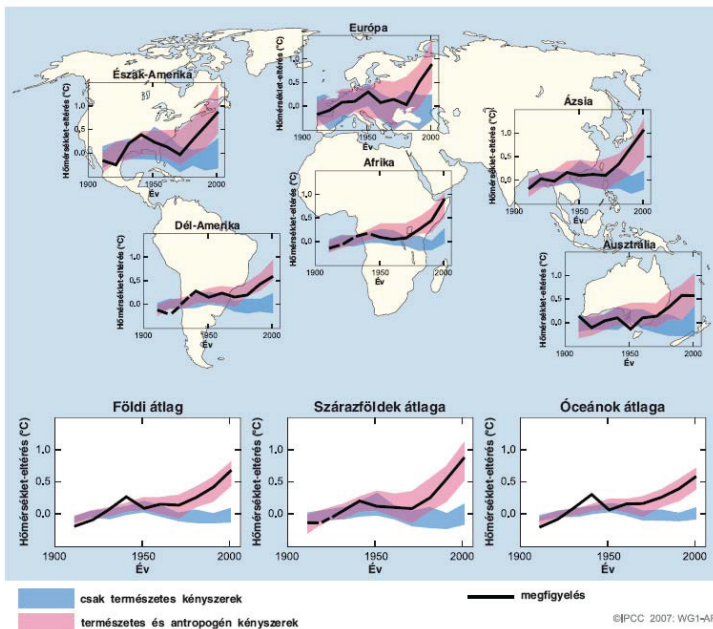
**1.2. ábra:** A globális légköri CO<sub>2</sub>-koncentráció havi átlagértékeinek menete 1980 és 2012 között.  
Forrás: Conway & Tans, 2012



**1.3. ábra:** A szén-dioxid, metán és dinitrogén-oxid légköri koncentrációja az elmúlt 10 000 évben (nagyobb grafikonok) és 1750 óta (kinagyított részletek). A mérések a jégfúratokból (különböző színű szimbólumok a különböző vizsgálatoknál) és a légköri mintákból (piros vonalak) származnak. *IPCC, 2007* alapján

Az IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change, Éghajlatváltozási Kormányközi Testület) jelentésekben összegzett klímakutatások alapján nagyon valószínűtlen, hogy a XX. században megfigyelt melegedés teljes egészében természetes okokra visszavezethető legyen; sokkal inkább valószínű, hogy a melegedés nagy része az antropogén üvegházhatású gázok koncentrációnövekedésének tudható be (1.4. ábra). A klímakutatásban felhasznált modellek ugyanis ezen hatások figyelembevételével kielégítően becsülték az elmúlt évszázadban bekövetkezett változásokat (az egyes földrészekre külön-külön, illetve globális átlagban is). A megfigyelések görbéje (fekete vonal) az 1906 és 2005 közötti időszak évtizedes átlagait ábrázolja az évtizedek közepéhez igazítva, mindenütt az 1901 és 1950 közötti időszak átlagához viszonyítva. Szaggatott vonal jelzi az 50%-nál kisebb térfelület fedettség időszakait. A késsel árnyalt sáv olyan éghajlati modellszimulációk  $\pm 5\%$ -os megbízhatósági tartományát jelzi, amelyekben csak a természetes kényszerek, mint például a naptevékenység és a vulkánkitörések hatását vették figyelembe. A pirossal árnyalt sáv ezzel szemben olyan éghajlati modellszimulációk  $\pm 5\%$ -os tartományát jelzi, amelyekben mind a természetes, mind az antropogén kényszereket számításba vették. A kizárólag a természetes hatások figyelembevételével készített szimulációk esetén az utolsó pár évtizedben jelentős az alulbecslés, míg az antropogén kényszerekkel kiegészítve azokat jó egyezést kapunk a vizsgált időszak második felére is.

Miután vázoltuk, milyen változások zajlottak le a múltban a Föld egészét tekintve, a következő alfejezetben bemutatjuk szűkebb környezetünk éghajlatát.



1.4. ábra: A megfigyelt felszínközeli hőmérsékletváltozások összehasonlítása a természetes és antropogén kényszereket használó éghajlati modellekkel szimulált eredményekkel. IPCC, 2007 alapján

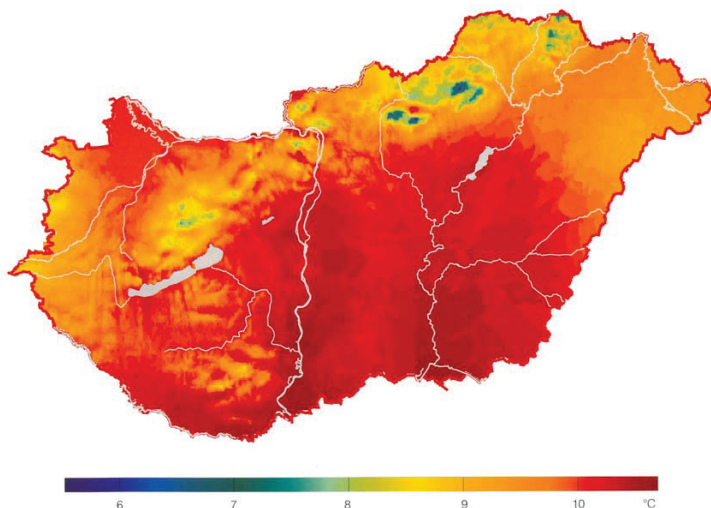
## 1.2. Az éghajlat alakulása Magyarországon

Mivel a Kárpát-medence az óceáni, a kontinentális, valamint a mediterrán éghajlati régiók határán helyezkedik el, kiemelt jelentőségű az éghajlat változásának vizsgálata. Ugyanis már kismértékű változás is azt eredményezheti, hogy az éghajlati övek eltolódásával országunk a három hatás valamelyikének uralma alá kerül.

Magyarország a szoláris éghajlati felosztás szerint a mérsékelt övben helyezkedik el, nedves és száraz éghajlatú területek közötti átmeneti zónában (Pécze, 1981). Az ország csekély kiterjedése és a viszonylag kis domborzati különbségek miatt éghajlata meglehetősen egyöntetű, a Trewartha-féle éghajlatosztályozási rendszerben a hűvös éghajlatok tartományába, azon belül a „kontinentális éghajlat hosszabb melegebb évszakkal” altípusba sorolható. Az éves hőmérsékletingás jelentős. Jellemző a hőmérséklet szeszélyes időbeli

alakulása, az egyes évszakok és hónapok időjárásának nagy változékonysága. Csapadékellátottsága a vízigények közepes mértékű kielégítését biztosítja, azonban évről évre jelentős a változékonyság. A zóna a nedves és száraz éghajlatú területek közötti átmenetet reprezentálja.

Az 1961–1990 közötti éghajlati normálidőszak éves középhőmérsékletét bemutató 1.5. ábrán a maximális értékeket (11 °C körül) az ország déli-délkeleti peremén találjuk, északon 8,5–9 °C, magasabb hegyvidékeinken 6–7 °C körüli értékek fordulnak elő. A leghidegebb hónapunk január: -1 és -4 °C közötti havi átlaghőmérséklettel, mely azonban évről évre igen változékonyan alakul. A januári átlaghőmérséklet alapján legenyhébbek délnyugati, leghidegebbek északkeleti területeink. Legmelegebb hónapunkban, júliusban a hőmérséklet délről északra haladva csökken (a zonális eloszlású besugárzási viszonyoknak köszönhetően), nyugatról kelet felé pedig növekszik (a kontinentális hatás erősödése miatt). A júliusi középhőmérséklet alapján leghűvösebbek az északnyugati, északi országrészek 18 °C körüli átlaghőmérsékleti értékkel, legmelegebb pedig az ország délkeleti része 21 °C fölötti jellemző átlaghőmérséklettel (Ambrózy et al., 2002).

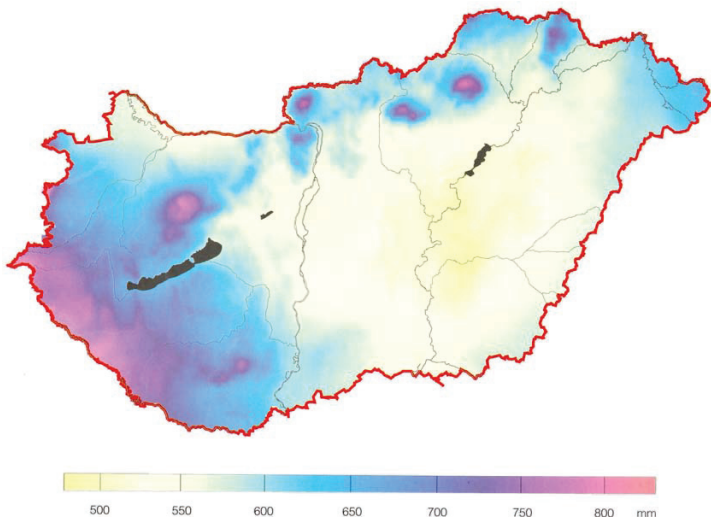


**1.5. ábra:** Éves középhőmérséklet (1961–1990). Forrás: Ambrózy et al., 2002

Az éves középhőmérsékletek idősorát megvizsgálva az 1901–2009 közötti időszakra vonatkozóan azt tapasztaltuk, hogy a magyarországi átlagérték tendenciájában jól követi a

globális átlaghőmérséklet alakulását. Mivel azonban sokkal kisebb területre vonatkozik az átlag, ezért az adatsor ingadozása valamivel nagyobb (*Lakatos & Bihari*, 2011). A lineáris trendillesztés szerint a teljes 109 éves időszakban a melegedés 0,99 °C-ot tesz ki (értéke még a 95%-os megbízhatósági szint alsó határát figyelembe véve is legalább 0,61 °C). Magyarországon az évszakok közül a nyarak melegszenek a legnagyobb, a telek a legkisebb mértékben: 1901-től 2009-ig a nyári középhőmérséklet 1,17 °C-kal lett magasabb, míg télen a melegedés mértéke csak 0,65 °C volt. Ugyancsak erőteljesebb a meleg viszonyokra jellemző extrém hőmérsékleti indexekben megfigyelhető pozitív trend, mint a hideg éghajlatra utaló extrém indexek negatív tendenciája (*Bartholy & Pongrácz*, 2005, 2007).

Egyes tájaink éves csapadéka között jelentős különbségek vannak (1.6. ábra): legcsapadékosabb tájainkon átlagosan mintegy kétszer annyi csapadék hullik (800–900 mm), mint a legszárazabb alföldi körzetekben (480–500 mm). A legtöbb csapadék hazánkban május–július között esik, melynek oka a légkör vízgőztartalmának nyári maximuma, és a konvektív záporok, zivatarok kialakulására való erős hajlam (*Péczely*, 1981). Hazánk területének jelentős részén egy őszi másodlagos csapadékmáximo is megjelenik, amely a megerősödő ciklontevékenységgel kapcsolatos. A legkevesebb csapadék télen, január–februárban hullik, mivel az alacsony hőmérséklet miatt ekkor a legcsekélyebb a levegő vízgőztartalma. A csapadék azonban igen változékony éghajlati elem, az itt ismertetett átlagos éves menettől jelentősen eltérhet egy adott éven belüli eloszlása. Szinte bármelyik hónapban előfordulhat teljes csapadékhiány, de a nyári félévben olykor akár 200–300 mm-es havi csapadékmennyiségek is adódhatnak. Az 1 nap alatti maximális csapadékmennyiség hazánk bármely területén meghaladhatja a 100 mm-t (*Ambrózy et al.*, 2002).



**1.6. ábra:** Átlagos éves csapadékösszeg (1961–1990). Forrás: Ambrózy et al., 2002

A csapadék idősorok vizsgálatakor az általánosan jellemző szárazodó tendencia mellett évről évre nagy ingadozást figyelhetünk meg. A csapadékcsökkenés mértéke 1901–2009 között 7% (Lakatos & Bihari, 2011), évszakos bontásban a legnagyobb mértékű tavasszal volt (közel 20%-os csökkenés a múlt század elejéhez viszonyítva). A megfigyelések bizonyossága szerint nyáron és télen a csapadékmennyiség kis mértékben növekedett ezen időszak folyamán, de ezek a változások nem szignifikánsak. A múlt évszázadban a csapadékos napok száma, valamint a csapadék éves összege egyaránt csökkent, az egy csapadékos napra jutó átlagos csapadék mennyisége mégis valamelyest növekedett (Bartholy & Pongrácz, 2004, 2007).

Az üvegházhatás erősödésében a légkör szén-dioxid tartalmának növekedése jelentős szerepet játszik. Ez a jelenség Magyarországon is megfigyelhető, sőt, hazánkban a globális háttérkoncentráció értékénél valamivel magasabb értékek fordulnak elő, amit az európai antropogén források közelsége okozhat (Haszpra et al., 2008).

A következő alfejezet bemutatja, hogy milyen lehetőségeink, eszközeink vannak az éghajlatváltozás tanulmányozására, becslésére.



### 1.3. A klímamodellezés története és jelentősége

Néhány évtizeddel ezelőtt megnövekedett a jövőben várható éghajlatváltozás lehetséges regionális hatásainak ismerete iránti igény, ami kiemelkedően fontossá tette a regionális éghajlat előrejelezhetőségének kérdését. E témakör vizsgálatát nehezíti, hogy egyszerre, egymással párhuzamosan többféle térskálán lezajló folyamatok járulnak hozzá egy adott térség éghajlatának kialakulásához. A nagyskálájú kényszerek alakítják az általános cirkulációt, míg a mezoskálájú kényszerek – pl. az orográfia vagy a felszíni karakterisztikák – azokra ráakódva módosíthatják azt, lokális mezoskálájú cirkulációt létrehozva. A nagyskálájú légköri rendszerekbe ágyazódva ezen áramlások hozzájárulnak az éghajlati változók regionális eloszlásának szabályozásához.

A regionális éghajlat meghatározására többféle módszer ismert: a megközelítés alapján beszélhetünk a klíma statisztikus, illetve dinamikus leskalázásáról. Amíg a statisztikus leskalázás a múltbeli globális és regionális változások között valamilyen statisztikai kapcsolatot keres (pl. *Wilby et al.*, 1998, *Bartholy et al.*, 2001, *Mika*, 2006), és ezt alkalmazza a jövőre nézve, addig a dinamikus leskalázás regionális éghajlati modelleket használ fel a globális szimulációk regionális pontosítására (*Giorgi*, 2006).

A következő alfejezetben a dinamikus leskalázás, más néven a regionális klímamodellezés történetét ismertetem röviden.

#### 1.3.1. A regionális klímamodellezés

A regionális klímamodellezés a meteorológia viszonylag új, dinamikus fejlődő részterülete. A korlátos tartományú modellek klímamodellezési célokra való felhasználásának ötlete az 1980-as évek végén merült fel először (*Dickinson et al.*, 1989, *Giorgi*, 1990). Ekkorra a globális klímamodellezés már több mint két évtizedes múltra tekintett vissza, azonban a modellek durva (300–500 km-es) térbeli felbontása nem tette lehetővé részletes regionális éghajlati előrejelzések készítését. Az 1980-as években kutatók egy csoportja felvetette, hogy az időjárás előrejelzésében évek óta sikerrel alkalmazott korlátos tartományú modellekkel – melyeket addig csak néhány órás, néhány napos időszakra integráltak – éghajlati feladatokat vizsgáljanak. Az ötletet a numerikus időjárás-előrejelző közösség kétkedve fogadta, mivel úgy gondolták, hogy az oldalsó határfelületen a hibák

felhalmozódásával, és így hosszabb időskálán az előrejelzés minőségének jelentős romlásával jár a módszer. A probléma elkerülésére *Dickinson et al.* (1989) azt a javaslatot tették, hogy a modelleket rövid távra (néhány napra) integrálva több kísérlet együttes statisztikáiból állítsák elő a vizsgált régiók klimatológiáját.

A regionális klímamodellek (RCM-ek) kezdeti- és peremfeltételeit globális klímamodellek (GCM-ek), valamint reanalízisek szolgáltatták. A modellek között egyirányú csatolást alkalmaztak, ami azt jelenti, hogy a regionális modell által leírt folyamatok nem hatnak vissza a globális modellre. A GCM-RCM csatolás alapvető feltételezése szerint a GCM képes leírni a nagyskálájú áramlás globális éghajlati kényszerekre, a regionális modell pedig a GCM rácsfelbontásánál kisebb skálájú kényszerekre (pl. nagy vízfelszínek, felszíni növényzet karakterisztikái, összetett domborzat) adott válaszait, melyek a lokális éghajlatot befolyásolhatják. A korlátos tartományú modellekkel készített éghajlati szimulációknál nem szükségszerű az egyedi időjárási helyzetek nagy pontosságú előrejelzése. A hangsúly azon van, hogy a modell képes legyen leírni az éghajlati változók helyes eloszlását azok együttesen keresztül, azaz segítségével meghatározhatóvá váljon a terület még elfogadható hibával rendelkező klimatológiája.

Az 1980-as évek végén rendelkezésre álló korlátos tartományú modellek kiterjesztése hosszútávú éghajlati szimulációk készítésére nem volt egyértelmű. Az eltérő időskálák miatt ugyanis más folyamatok hangsúlyosak az időjárás és az éghajlat szimulálásakor, melyre jó példa a légköri sugárzási kényszer, amelynek ingadozásait éghajlati skálán figyelembe kell vennünk.

Az első, éghajlati módban (azaz néhány naposnál hosszabb időre) futtatott regionális klímamodellt az MM4 mezoskálájú modellből fejlesztették ki (*Dickinson et al.*, 1989), melyet aztán ún. "tökéletes határfeltételekkel" (*Giorgi & Bates*, 1989), illetve a CCM (Community Climate Model) globális klímamodellel csatolva (*Giorgi*, 1990) vizsgáltak. Megmutatták, hogy az integrálás első 1–2 napja után a hibák nem nőnek tovább, azok vertikális profilja meglehetősen konzisztensen követi az átlagos hibák vertikális eloszlását (*Giorgi & Bates*, 1989). Ez azt jelenti, hogy a modell a tartomány belsejében gyorsan dinamikus egyensúlyi állapotba kerül, azaz a határon beáramló információ és a modell belső fizikája között gyorsan kialakul az egyensúly. Ezzel jelentős akadály hárult el a korlátos tartományú modellek éghajlatmodellezési célból történő alkalmazása elől. Kísérleteik során megfigyelték továbbá, hogy a lokális orográfiai kényszer miatt hulló csapadék megjelenik az MM4-ben, és az általuk kiválasztott és szimulált viharok is realisztikus vonásokat mutattak, vagyis a már létező GCM-szimulációkhoz képest a technika új információval szolgált. Fontos azonban

megjegyeznünk, hogy a regionális klímamodellek éghajlatot leíró képessége nagyban függ a bemeneti adatoktól, azaz a globális modellekből (vagy analízisekből) határfeltételként kapott mezők minőségétől is – csakis megfelelő minőségű kezdeti- és peremfeltételek használata esetén várhatjuk el a szimuláció sikerességét.

A legelső beágyazott modellkísérleteknél (pl. Dickinson et al., 1989, Giorgi & Bates, 1989) többnyire önálló, egymást követő januári (vagy júliusi) hónapokra futtatták a regionális modelleket, esetleg „állandó” (pl. folyamatos 300 vagy 90 nap) januári feltételekkel, nem pedig az egész évre, így azok az éghajlati elemek éves ciklusának leírására még nem voltak képesek. Ideális esetben a modellt 10–20 különálló hónapra (egymást követő évek ugyanazon hónapjára) kellett futtatni ebben a módban, hogy stabil éghajlati viszonyokat mutató eredményeket kapjanak.

Az első, hónapos időtávra futtatott regionális klímamodellekkel végzett kísérletek sikere után az 1990-es évek közepén készültek el az első, néhány éves időszakra szóló szimulációk az Amerikai Egyesült Államok részterületeire (Giorgi et al., 1993, 1994), melyekben már sor került a teljes éves ciklus szimulációjára. Az évszakos hosszúságú futtatások eredményeit felhasználták a monszun és az éghajlati változékonyság vizsgálatára is. Több meteorológiai központban a korlátozott tartományú előrejelző modellekkel 1 hónapos időtávra kezdtek előrejelzéseket készíteni, amelyek segítettek a modellek hibáinak és a parametrizációk bizonytalanságainak felderítésében.

Az első, évtizedes hosszúságú integrálásokra az 1990-es évek második feléig kellett várni (Jones et al., 1995, 1997, McGregor et al., 1995). Napjainkban legelterjedtebbek a több évtizedes futtatások (pl. Machenhauer et al., 1998, Déqué et al., 2005), főleg a harminc éves időszakokra vonatkozóak, de ennél jóval hosszabb, 140–150 éves tranziens szimulációkra is egyre több példát láthatunk (McGregor et al., 1999).

A számítási kapacitás növekedésével egyre hosszabb lehetett a szimulációk időtartama (pl., Christensen et al., 1998), finomodott a térbeli felbontás (a korábban alkalmazott 50–125 km helyett 10–25 km) és egyre inkább előtérbe került a párhuzamos modellfuttatások (pl. Leung et al., 2004) kiértékelése, összehasonlítása (pl. Takle et al., 1999, Chen et al., 2003). A modellek széleskörű felhasználásának köszönhetően (pl. Leung et al., 1999, Christensen et al., 2001, Pan et al., 2001) egyre ismertebbek a dinamikus leskalázás erősségei és gyengéi. A regionális klímamodellezés hasznosnak bizonyult abból a szempontból is, hogy általa a folyamatok (pl. sugárzási kényszer, cumulus konvekció, felszíni folyamatok) jobb megértése vált lehetővé. Egyre több hatásvizsgálati tanulmány készült regionális klímamodellek szcenáriói alapján, ami a szimulációk további értékelését motiválta.

A regionális klímamodellezés évek során végbement fejlődését dokumentálják többek között az alábbi áttekintő tanulmányok: *Giorgi & Mearns*, 1991, *McGregor*, 1997; *Giorgi & Mearns*, 1999; *Giorgi et al.*, 2001; *Leung et al.*, 2003; *Wang et al.*, 2004, *Giorgi*, 2006.

Az éghajlatváltozás hatásainak mérséklése, valamint a változásokhoz való alkalmazkodás érdekében a jövőben is szükségünk lesz éghajlatváltozási forgatókönyvek használatára, melyhez a szükséges információkat a dinamikus leskálázás biztosíthatja. Mivel a társadalom sokkal érzékenyebb az extrém időjárási helyzetek (pl. szárazság, árvíz, extrém magas és alacsony hőmérsékletek) előfordulásának és intenzitásának változására, mint az átlagértékekre, ezért meg kell vizsgálnunk az RCM-ek extrémumokat szimuláló képességét is, ami a modellek további fejlesztését igényli.

A növekvő számítógépes kapacitásnak és az RCM-ek alkalmazhatósága iránti növekvő bizalomnak köszönhetően a fejlesztések főbb irányvonalai a következők: (1) a felbontás (mind horizontális, mind vertikális irányú) növelése, mely egy határt átlépve magával vonja a nem-hidrosztatikus modellek megjelenését; (2) fizikai parametizációk további fejlesztése, skálafüggetlen sémák készítése (pl. cumulus-parametizáció); (3) csatolt modell-rendszerek létrehozása. Mindezekkel párhuzamosan folyik a változó felbontású globális klímamodellek fejlesztése, melynek előnyei és hátrányai egyaránt ismertek a regionális modellekkel szemben, azonban napjainkban úgy tűnik, mindkét módszer széleskörű alkalmazása várható a jövőben.

A fejezet utolsó része a hazánkban lezajlott regionális klímamodellezési kutatások történetét ismerteti.

### **1.3.2. Klímamodellezés Magyarországon**

Az éghajlati rendszer viselkedésének leírását megkísérlő éghajlatmodellek két csoportba sorolhatók: lehetnek általános cirkulációs modellek, vagy statisztikai-dinamikai modellek. Az utóbbiak a kormányzóegyenletek egy hónapot meghaladó átlagolásából származó modelleket jelentik, melyekkel kapcsolatban az 1980-as évek második felében Magyarországon igen intenzív kutatások zajlottak (pl. *Pálvölgyi*, 1985, *Práger & Kovács*, 1988). Míg ugyanis az általános cirkulációs modellek futtatásához nagy számítási kapacitásra lett volna szükség, addig a statisztikai-dinamikai modellek – azokon belül is például a vertikálisan átlagolt energiaegyensúlyi modellek – egyszerű matematikai szerkezetük miatt jóval kisebb számítási

kapacitást igényeltek, s így számos visszacsatolási mechanizmus számításba vételét tették lehetővé.

*Pálvölgyi* (1985) egy olyan havi bontású, statisztikai-dinamikai (energiaegyensúlyi) éghajlatmodellt ír le, mely az északi félgömb átlaghőmérsékletének változását adja meg, képes az éves menet reprodukálására, és tartalmazza az éghajlati rendszer alapvető visszacsatolásait. A szerző célja egy olyan modell konstruálása volt, amely egyszerűségéhez mérten objektív eredményeket ad, alkalmas stabilitásvizsgálatra (*Práger & Pálvölgyi*, 1989), valamint bővíthető (nulláról egy-, illetve kétdimenziósra, továbbá lokális klímamodellezési feladatra is). A bővítéshez többek között szükség volt az óceán jobb parametrizációjára (*Pálvölgyi*, 1988), egy sugárzási-konvektív modell létrehozására, illetve annak továbbfejlesztésére (*Práger & Kovács*, 1988), és az energiaegyensúlyi és a sugárzási-konvektív modellek összekapcsolására (*Kovács & Pálvölgyi*, 1990).

Az 1990-es években ezek a kutatási kísérletek abbamaradtak, s az éghajlat megváltozásának vizsgálatára előtérbe került az akkorra már rendelkezésre álló globális modelleredmények statisztikai alapú leskálázása (*Mika*, 1993, *Matyasovszky* et al., 1999, *Bartholy* et al., 2004).

A dinamikai alapú klímamodellezés viszonylag rövid múltra tekinthet vissza hazánkban. A fejlett háromdimenziós globális klímamodellek futtatásához Európában csak 3–4 klímaközpontban voltak adottak a számítástechnikai feltételek, és a regionális klímamodellek is csak az elmúlt 5–6 évben váltak elérhetővé számunkra.

A Magyarországra vonatkozó regionális éghajlati modellbecslések első elemzése a PRUDENCE (<http://prudence.dmi.dk>) program keretében rendelkezésre álló szimulációk alapján készült el (*Bartholy* et al., 2007, 2008). A PRUDENCE az Európai Unió V. keretprogramjának egyik jelentős kutatási projektjeként az első klímaváltozással kapcsolatos nemzetközi kutatás volt Európában. A partnerek együttműködése pontosan meghatározott „menetrend” szerint történt: előre megállapodtak a futtatandó globális és regionális modellekben, azok felbontásában, a célidőszakokban és a vizsgált régióban (*Christensen* et al., 2007, *Christensen & Christensen*, 2007). A projekt 2001-től 2004-ig tartott. Ezt követte egy másik jelentős európai klímamodellezési együttműködés, a 2004–2009 között lezajlott ENSEMBLES projekt ([www.ensembles-eu.org](http://www.ensembles-eu.org)), mely már 25 km-es maximális felbontású együttes éghajlati előrejelző rendszert hozott létre (*van der Linden & Mitchell*, 2009).

Az első, regionális modellek fejlesztését célzó projekt térségünkben 2001-ben indult Csehországban ALADIN-Climate projekt néven (*Halenka* et al., 2004). Magyarországon 2003 nyarán, egy nemzeti klímadinamikai terv elkészítésével kezdődtek meg a kutatások

(Horányi, 2006). Az ekkor megfogalmazott javaslatokból kiindulva 2004 elején az Országos Meteorológiai Szolgálat a Nemzeti Kutatás Fejlesztési Programok keretében pályázatot nyújtott be az Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszékével, a Pécsi Tudományegyetem Talajtani és Klimatológiai Tanszékével és az Env-In-Cent Környezetvédelmi és Tanácsadó Irodával közösen. Ezen konzorcium célkitűzései között szerepelt a regionális éghajlati modellek használata (adaptálása, tesztelése), valamint a nemzetközi együttműködésbe történő bekapcsolódás is. Az azóta eltelt időszakban négy regionális éghajlati modell magyarországi adaptálására került sor: az ALADIN/Climate és a REMO modellt az Országos Meteorológiai Szolgálatnál (Szépszó & Horányi, 2008, Csima & Horányi, 2008), a PRECIS és a RegCM modellt az Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszékén (Torma et al., 2008, Bartholy et al., 2009, Pieczka et al., 2010) alkalmazzuk 10, illetve 25 km-es felbontással. Eszközeink és eredményeink birtokában sikeresen kapcsolódtunk be több nemzetközi együttműködésbe (CLAVIER, CECILIA) is.

## 2. A PRECIS regionális klímamodell

A PRECIS (**P**roviding **R**egional **C**limates for **I**mpact **S**tudies) regionális klímamodell (*Wilson et al., 2010*) egy olyan korlátos tartományú, finom felbontású, légköri és felszíni modulokat tartalmazó modell, mely a világ bármely részére képes éghajlati előrejelzéseket készíteni.

Futtatásához – a nagy klímamodellező központokban használt drága szuper-számítógépekkel szemben – elegendő egy gyors személyi számítógép. A modellező-rendszer rugalmas kiépítésére a regionális klímaprojekciók iránti megnövekedett igények miatt volt szükség. Mivel a korábbi RCM-ek futtatásához tapasztalt klímamodellezőkre és nagy számítási kapacitásra volt szükség, ezért az ezekkel nem rendelkező kisebb, kevésbé fejlett vagy fejlődő országok – amelyek közül nem egynek szembe kell néznie a klímaváltozás miatt megváltozó éghajlati, földrajzi, társadalmi, gazdasági viszonyokkal – nem voltak képesek saját éghajlati scénáriók futtatására, előállítására. Számukra (és számunkra is) az angliai Hadley Központ tette hozzáférhetővé ezen vizsgálatok megvalósítását saját fejlesztésű, harmadik generációs regionális klímamodelljével, a PRECIS-vel. Ez egy rugalmas, könnyen használható, számítási költségeit tekintve viszonylag olcsó RCM részletes éghajlati scénáriók készítéséhez. Ennek ellenére mégsem alkalmazható a világ bármely országában, hiszen még így is vannak korlátai:

- standard esetben a modell maximális felbontása 25 km, így azon országok vagy régiók (pl. szigetek), melyek ennél kisebbek, nem tudják használni;
- annak érdekében, hogy megvizsgálhassuk, a modell valóságghű információkat szolgáltat-e, a régió megfelelő minőségű megfigyeléseire van szükség éghajlati időskálán;
- a modell futtatásához szükséges egy (esetleg több) gyors számítógépen kívül a megbízható áramellátás, továbbá a rendszer felügyeletét ellátni képes kutatókra is szükség van.

Mivel korlátos tartományú modellről van szó, ezért használatához a kezdeti feltételeken kívül (alsó és oldalsó) peremfeltételeket is meg kell adnunk. A tartomány felső határán nincs külső betáplált kényszer. A felszíni határfeltételek a vízfelszín hőmérsékletének és jégborítottságának idősorát tartalmazzák vízfelszín felett, az oldalsó határfeltételek pedig dinamikus légköri információkat nyújtanak a modelltartomány peremén, mint amilyen a felszíni légnyomás, a horizontális szélkomponensek, valamint a légköri hőmérséklet és

nedvesség. A modell bizonyos konfigurációi a teljes kénkörforgalmat is figyelembe veszik, melyhez a szulfát-aeroszok, a kén-dioxid és a megfelelő kémiai vegyületek peremfeltételként való megadása szükséges. Ezen oldalsó határfeltételeket minden hat órában, míg a felszíni határfeltételeket naponta kell biztosítani a modell számára.

A következő alfejezetekben áttekintjük a modell dinamikáját és a benne alkalmazott fizikai parametrizációkat. A dinamika a meteorológiai állapothatározók advekciónak írja le, mely a parametrizációkon (felhőzet, csapadék, sugárzás, határréteg, felszíni kicserélődések, gravitációs hullámmellenállás) keresztül kerül módosításra. A PRECIS regionális klímodell a HadCM3 globális modell (Gordon et al., 2000) légköri komponenséből fejlesztették ki, a skálafüggő folyamatok megfelelő módosításával.

## 2.1. A modell dinamikája

A PRECIS modell légköri része a teljes primitív egyenletek kiszámításán alapul a hidrosztatikus közelítés figyelembevételével. Ez azt jelenti, hogy feltételezzük a légkör hidrosztatikai egyensúlyát, a vertikális irányú mozgásokat pedig elkülönítve, az állapotegyenlet segítségével írjuk le. A globális modellből következően a modell dinamikája a Coriolis-erőt is teljes mértékben figyelembe veszi. Horizontálisan szabályos szélességi-hosszúsági rácsot, míg vertikálisan hibrid koordinátákat alkalmaz. A 19 vertikális szint legalacsonyabbja kb. 50 méteres magasságban, legmagasabbja a 0,5 hPa-os nyomási szinten (a sztratoszféra magasságában) helyezkedik el (Cullen, 1993). Az alsó 4 szint felszínkövető, a legfelső 3 tisztán nyomási, míg a közbülső szintek ezek kombinációjaként adhatók meg, így biztosítva az átmenetet a két különböző koordináta-rendszer között (Simmons & Burridge, 1981). A PRECIS a modellegyenleteket szférikus poláris koordináta-rendszerben oldja meg (Wilson et al., 2010). A szélességi-hosszúsági rács a torzítási hibák csökkentése végett úgy van elforgatva, hogy az Egyenlítő az integrálási tartomány belsejében helyezkedjék el. A horizontális felbontás  $0,44^\circ \times 0,44^\circ$  és  $0,22^\circ \times 0,22^\circ$  közül választható, mely hozzávetőlegesen 50, illetve 25 km-es felbontásnak felel meg a tartomány közepén (Jones et al., 2004). A modell finom térbeli felbontása miatt 5 perces időlépcsőre van szükség a numerikus stabilitás megőrzéséhez. A prognosztikai változók a felszíni légnyomás, a zonális és meridionális szélkomponens, a potenciális hőmérséklet, valamint a légkör teljes nedvességtartalma.

A horizontális diszkretizációhoz a PRECIS modell Arakawa B rácsot (Arakawa & Lamb, 1977) használ a split-explicit véges különbséges séma pontosságának javítására. Itt a



momentumátviteli változók (a horizontális szélkomponensek) a termodinamikai változókhoz képest mindkét irányban a rácsávolság felével el vannak tolva. A geosztrófikus közelítést az 5 perces időlépcsőn belül háromszor végzi el a modell, s ezek átlagolásával kapja az advekcio számításához szükséges sebességeket. Az advekcio idő szerinti integrálása a Heun sémával történik (Mesinger, 1981). Ez a véges különbséges séma negyedrendben pontos, kivéve nagy szélsébségek esetén, amikor stabilitási szempontok miatt másodrendűre csökken. A dinamikai egyenletek numerikus formájában forrás- és nyelő tagok hiányában a tömeg, momentum, szögsebesség momentum és a teljes víztartalom konzervatív mennyiségek. A fizikai parametrizációkat és a numerikus diffúziót a prognosztikai változók háromdimenziós forrás- és nyelő-függvényeivel reprezentálja a modell. Annak érdekében, hogy a rács skálájánál finomabb felbontású folyamatokat is figyelembe vehesse, valamint a zaj- és energiafelhalmozódást kontrollálja, mindenhol alkalmazza a horizontális diffúziót a szélsébségre, a potenciális hőmérsékletre és a víztartalomra. A diffúziós együtthatók a HadCM3 globális modelltől eltérően függnak a horizontális felbontástól és az időlépcsőtől.

## **2.2. Alkalmazott fizikai parametrizációk**

Az időjárás, illetve az éghajlat előrejelzését, szimulációját célul kitűző modellekben azon folyamatokat, melyek a rácsávolságnál kisebb skálájúak, vagy amelyek egzakt leírása túl bonyolult, parametrizációk segítségével építik be a számításokba. A PRECIS modellben ezen parametrizált folyamatok a felhő- és csapadékképződés, a sugárzás, a határrétegben zajló folyamatok, a felszíni kicserélődés, felszín-légkör kölcsönhatások és a gravitációs hullámmellenállás.

### **2.2.1. Felhőzet és csapadék**

A felhőzet és az abból hulló csapadék kialakulását okozhatják nagyszálájú légköri rendszerek (pl.: mérsékeltövi ciklonok), vagy kisebb, lokális hatások (pl.: konvekció). Mivel a két esetben különbözőképpen játszódnak le a fizikai folyamatok, ezért ezek parametrizációja is eltér egymástól.

## A. Nagyskálájú csapadék

A modell a rétegenkénti felhőfedettség számításához, valamint a felhőzet víztartalmának meghatározásához egy adott rácspontban a telítési nedvességtartalomból ( $q_c$ ) indul ki, amelyet a teljes nedvességtartalom és a telítési gőznyomás különbségeként definiálhatunk. Feltételezi, hogy a rácsávolságnál kisebb méretű  $q_c$  eloszlás egy szimmetrikus háromszög függvényével (Smith, 1990) írható le. A modell a felhőképződés megindulását egy kritikus relatív nedvesség küszöb ( $RH_{crit}$ ) túllépésével jellemzi. A felhőképződés megindul, ha a szóban forgó háromdimenziós elemi rács nyolc rácsponti értékének átlaga nagyobb, mint az  $RH_{crit}$  küszöbérték. Az adott háromdimenziós elemi rácsdoboz felhőarányát (C) kvadratikusan spline-eljárással közelítjük.

Az  $RH_{crit}$  küszöbértéket minden elemi rácsdobozra, minden időlépcsőre meghatározza a modell annak érdekében, hogy a rácsméret alatti  $q_c$  eloszlás változásainak hatását figyelembe vehessük. Ez a parametrizáció függ az adott rácsdoboz és a nyolc horizontális irányú szomszédos rácsdoboz  $q_c$  értékeinek szórásától, de független a földrajzi helytől s az időtől. A modell a felhőrétegek mennyiségét a következő módon határozza meg: a rácsdobozt vertikálisan három egyenlő részre osztja, majd kiszámítja a rácsdobozon belül mindegyik szintre a felhőmennyiséget, s a három közül a maximumot vizsgálja a horizontális összegzés során.

A modell a felhőelemeket  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  felett cseppfolyósnak,  $-9\text{ }^{\circ}\text{C}$  alatt jég halmazállapotúnak, s a kettő között vegyes halmazállapotúnak tekinti. A csapadékképződéshez szükséges folyékony víztartalom küszöbértéke a PRECIS regionális klímamodellben szárazföld felett  $1 \times 10^{-3}\text{ kg/kg}$ , míg vízfelszín fölött  $2 \times 10^{-5}\text{ kg/kg}$ . Rétegfelhő bármely szinten képződhet, kivéve a sztratoszféra tetejét. A rétegfelhőből származó nagyskálájú csapadék függ a felhő cseppfolyós és szilárd halmazállapotú részecskéinek arányától (a nagyobb jégtartalommal rendelkező felhők esetében nagyobb hatékonyságú csapadékképződéssel számolhatunk). A modell a nagyskálájú csapadék parametrizációja során a párolgást is figyelembe veszi.

## B. Konvektív csapadék

A PRECIS modell tömeg-fluxus konvekciós sémát (Gregory & Rowntree, 1990) használ explicit leáramlással (Gregory & Allen, 1991). Ez a séma tartalmazza a konvekció közvetlen

hatását (a hő és a légnedvesség mellett) a momentumra is (Gregory et al., 1997). A kiindulási tömegfluxus empirikusan kapcsolódik a legalsó konvektív szintek stabilitásához. A modell figyelembe veszi a konvektív mozgást végző részecskének a környező levegővel való keveredését, valamint a vizsgált légrétegbe történő ki- és beáramlást is.

A konvektív csapadék halmazállapota nem változik meg, ha a hozzá kapcsolódó látens hő felszabadulása miatt a hőmérséklet fagypont alá süllyed. Hasonlóan a nagyskálájú csapadék parametrizációjához, a konvektív csapadék párolgását is figyelembe veszi a modell. Szárazföldi környezetben a globális modellel ellentétben a PRECIS a konvektív csapadék mennyiségét a számított érték 65%-ára csökkenti. A csapadékképződéshez szükséges folyékony víztartalom küszöbértéke a PRECIS esetén szárazföld felett 2 g/kg, míg tengerek felett 0,4 g/kg.

### 2.2.2. Sugárzás

A sugárzási séma tartalmazza a napsugárzás évszakos és napi menetét, kiszámítja a rövid- és a hosszuhullámú sugárzási fluxusokat, melyek függenek a hőmérséklettől, a vízgőztartalomtól, a felhőzetől (a modell a cseppfolyós és szilárd halmazállapotú részecskéket külön kezeli), az ózon és a szén-dioxid koncentrációtól, valamint négy további üvegházhatású gáz koncentrációjától ( $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{CH}_4$ , CFC-11 és CFC-12). A számításokban hat rövid hullámhosszú és nyolc infravörös hullámhosszú sáv szerepel (Edwards & Slingo, 1996).

A felhőzeti szintek átfedéseit az ún. maximum-random átfedési eljárással számítja a modell. Eszerint amennyiben összefüggő felhőtakaró jellemzi a különböző vertikális szinteket, maximális az átfedettség, egyébként (azaz nem összefüggő felhőrétegek esetében) az átfedés véletlenszerű. A modell megkülönbözteti a konvektív és a nagyskálájú (vagy réteges) felhők maximum-random átfedését, s így veszi figyelembe a konvektív felhőzet különböző szintjei között fennálló vertikális egybefüggést.

A PRECIS sugárzási parametrizációja a HadCM3 globális modellel ellentétben figyelembe veszi a zivatarfelhők vertikális („üllő” jellegű) szerkezetét, amennyiben azok felső része eléri az 500 hPa-os szintet. Ebben az esetben a modell úgy tekinti, hogy a mélykonvekció során a konvektív felhő mennyisége a magassággal változik: a felhőalaptól a fagyási szintig csökken (ez reprezentálja a konvektív felhőtornyot), majd a fagyási szinttől a felhőtetőig lineárisan növekszik (ez reprezentálja a felhő üllő részét). Erre azért van szükség, mert a sugárzási séma önmagában nem tudja leírni a konvektív csapadékot.

A parametrizáció a felhőcseppek effektív sugarát a felhő víztartalmának és a felhőcseppek számának függvényeként írja le (Martin et al., 1994), ahol a felhőcseppek száma a szulfát-aeroszol mennyiségétől függ. A szulfát-aeroszolok befolyásolják a modell sugárzási egyenlegét a bejövő sugárzás szórásán és elnyelésén keresztül (közvetlen hatás), valamint a felhőzet albedójának megváltozásával (első közvetett hatás). Ezeket a hatásokat a globális modelltől eltérően a PRECIS figyelembe veszi. A második közvetett hatás a felhők élettartamával kapcsolatos, melyet még a regionális modell sem vesz figyelembe. A modell a közvetlen hatást a Mie-elmélet felhasználásával az Aitken- és a szulfát-aeroszolokra külön számítja. Az első közvetett (vagy „Twomey”-) hatás abból származik, hogy a szulfát-aeroszolok felhőképző magvak is egyben, s a növekvő mennyiségű felhőképző magvak növekvő számú felhőcseppeket eredményeznek, mivel a felhőcseppek számát az aeroszol részecskék koncentrációjából (Jones et al., 1994) határozza meg a modell. Ennek következtében csökken a felhőcseppek átlagos effektív sugara, ami pedig a felhő albedójának növekedését okozza, hiszen az olyan felhők, amelyek kisebb cseppekből állnak, a napsugárzás nagyobb részét verik vissza.

### 2.2.3. A határréteg, a felszíni kicserélődés és a szárazföldi felszín

A határréteg a modell legalsó öt szintjét foglalhatja magába. A PRECIS modell a konzervatív termodinamikai változók és a momentum vertikális keveredésének számításához Smith (1990) elsőrendű turbulens keveredési sémáját használja. Szárazföldek felett a felszíni karakterisztikák (például a vegetáció vagy a talajtípus) a felszínforma szerint kerülnek meghatározásra, míg tengerek felett az érdességi paramétert a helyi szélsebességből (Charnock, 1955) számítja ki a modell (szélcsend esetén minimális az érdesség, értéke ekkor  $10^{-4}$  m). A felszíni fluxusok számításakor a részleges tengerjég borítottság megengedett.

Szárazföldi felszín esetén az ún. MOSES-sémát (Met Office Surface Exchange Scheme, Cox et al., 1999) alkalmazza a modell. E szerint a talajmodell reprezentálja a talaj termodinamikáját és hidrológiáját, amihez négy talajrétegben veszi figyelembe a hőmérsékletet és a nedvességet. A séma tartalmazza mind a talajvíz halmazállapot-változásának hatását, mind a jég és a víz hatását a talaj termikus és hidraulikus tulajdonságaira. A modellben megjelenő talajrétegek vastagsága a felszíntől számítva 10 cm, 25 cm, 65 cm és 2 m. Ezeket a talajréteg-vastagságokat úgy határozták meg, hogy mind az évszakos, mind a napi meneteket a lehető legkisebb torzítással írja le a modell. A séma

számításba veszi a felszíni lefolyást és a talaj vízelvezetését. A felszíni hőmérséklettel, mint felületi hőmérséklettel számol, nem pedig a felső talajréteg átlagos hőmérsékleteként határozza meg azt. A talajmodell alján a hőáramlást nullának tételezi fel, így a rendszeren belül teljesül a hőmegmaradás. A párolgás leírása magában foglalja a sztómaellenállás hőmérséklettől, gőznyomástól és  $\text{CO}_2$ -koncentrációtól való függését. A lehulló csapadék növényzet általi felfogásának modellje szerint a növényzet vizet tarthat vissza (így csökkentve a talajvízkészlet utánpótlását), illetve visszapárologtathatja azt a légkörbe. A növényzet víztároló tulajdonsága a térben változó, függ a rácsdoboz növényzettel való borítottságának mértékétől és a vegetációs típustól. A séma rácsdobozonként egy talaj- és egy növénytípust feltételez. A felszíni albedó függ a hóvastagságtól, a növényzet típusától és a hó- vagy jégfelszín fölötti hőmérséklettől. A globális modellben használt MOSES-sémától eltérően a PRECIS modellben alkalmazott verzió a növényzettel borított talajfelszínnek esetén figyelembe veszi a beérkező sugárzás mélyebb talajrétegekbe jutását.

## **2.2.4. Gravitációs hullám ellenállás**

A modell a szabad légkörben a momentum komponensekre alkalmazza a határrétegnél fellépő gravitációs hullám ellenállást. Ehhez a parametrizáció egyrészt a rácshálózatnál kisebb térszkálájú orografikus varianciamezőt használ, másrészt a légoszlopon belül magasságtól függő vertikális stabilitási profilt (Palmer et al., 1986). A séma alapvető lépései: a felszíni kényszer meghatározása, majd továbbterjedésének modellezése a légoszloponban. Ez a hidrosztatikus felszíni kényszer egyebek között függ a rácshálózatnál finomabb léptékű domborzat anizotrópia-fokától és a „Froude”-számtól (amely a momentumátvitelnél használt dimenzió nélküli paraméter). A modell a számítások során csak azt a légtömeget veszi figyelembe, amely a hegyek fölött kel át, és elhanyagolja azt a légtömeget, amely az orografikus akadályt megkerüli. További tulajdonsága a sémának, hogy figyelembe veszi a „lee oldal”-i hullámok keletkezésekor fellépő nem-hidrosztatikus felszíni kényszert is.

### **3. Adatok**

Ebben a fejezetben röviden ismertetem a modell validációjához felhasznált adatokat és módszereket.

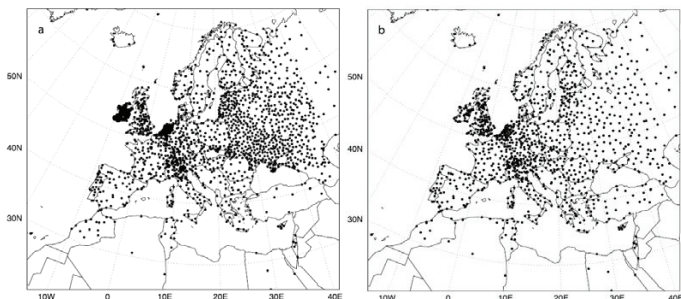
#### **3.1. A modell validációjához felhasznált adatok ismertetése**

A modellezők körében elfogadott eljárás a szimulációk eredményeként kapott adatok (egy hosszabb, éghajlati szempontból ismert időszak, esetünkben az 1961–1990-es éghajlati normálidőszak) validálása (azaz a megfigyelésekkel való összevetése) a jövőre vonatkozó futtatások megkezdése előtt. Ugyan jelenlegi ismereteink szerint nem állíthatjuk, hogy az ismert éghajlatot jól közelítő modell a jövőbeli éghajlatot is képes pontosan leírni, de a modell viselkedésének ismerete valamelyest megnyugvással töltheti el a modellezéssel foglalkozó kutatókat. Igen kevés az esélye ugyanis, hogy csak a véletlennek köszönhető egy-egy jó előrejelzés (főleg éghajlati skálán); ennél sokkal valószínűbb, hogy a modellbe „beprogramozott” fizikai törvények megfelelően írják le a klímát. A térben szabálytalanul elhelyezkedő meteorológiai megfigyelőhálózat szabályos rácsnálózatra történő interpolálása az éghajlati analízisek szempontjából kiemelkedő fontossággal bír. A fejezet további részében ezért röviden ismertetem az elemzéseinkhez felhasznált E-OBS adatbázist.

##### **3.1.1. E-OBS adatbázis**

A modell validációja folyamán a csapadék és a hőmérséklet napi megfigyelési adatsorára is szükségünk volt. Ezeket az információkat az E-OBS adatbázisból (Haylock et al., 2008) nyertük, mely európai szárazföldi rácpontokra, finom felbontáson tartalmazza a csapadék, felszíni minimum-, maximum- és átlaghőmérséklet napi értékeit az 1950–2011-es időszakra. A rácponti adatok a felhasználók igényeihez igazodva négy különböző térbeli felbontásban érhetők el, s kutatási célokra ingyenesen letölthetők. A regionális klímamodellekkel való közvetlen összehasonlítás érdekében az adatbázis létrehozóinak célja a pontszerű adatok pontos leírása helyett inkább a rácpontok átlagának megfelelő közelítése volt. Mivel ahhoz, hogy egész Európa területére rendelkezésünkre álljon egy finom felbontású (25 km-es)

rácsponthoz, kb. 16 000 meteorológiai állomásra lenne szükség, és tudjuk, hogy ennyi nem létezik (kb. 2300 állomásról sikerült adatokat szereznünk), az adatbázis megalkotói a kezdetektől nagy hangsúlyt helyeztek az interpoláció bizonytalanságának becslésére is. A 3.1. ábrán láthatjuk a csapadék és az átlaghőmérséklet mérőállomás-hálózatát, mely alapján a rácsponti adatsort elkészítették (a minimum- és maximumhőmérséklet lefedettsége az átlaghőmérsékletéhez igen hasonló).



**3.1. ábra:** Az E-OBS adatbázishoz használt (a) csapadék és (b) hőmérséklet mérőhálózat térbeli elhelyezkedése

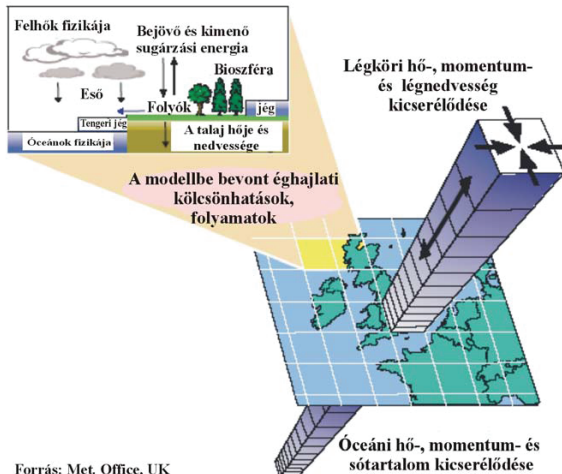
Az adatokat minőség-ellenőrzésnek vetették alá, mely során a 0 mm-nél kisebb és 300 mm-nél nagyobb napi csapadékösszegeket, a 60 °C-nál magasabb hőmérsékleteket, a maximumhőmérsékletnél magasabb minimumhőmérsékletet, és a tíznaposnál hosszabb, azonos (nem nulla) napi csapadéku periódusokat eltávolították az adatsorból. A túlzott csapadéku napokat külön ellenőrizték (azokban a régiókban, ahol az előfordulhatott, pl. az Alpokban). További példák a hibás adatok kiszűrésére alkalmazott módszerekről Haylock et al. (2008) tanulmányában olvashatók.

Fontos megemlíteni, hogy az alkalmazott interpolációs módszer csökkentette az extrémumok intenzitását (mint ahogyan azt a pontszerű helyett egy adott terület átlagára vonatkozó rácsponti érték esetén vártuk is), így az adatbázis extrémumai közvetlenül összevethetők az azonos térbeli felbontású regionális éghajlati modellekből kapott extrémumokkal.

### 3.2. Modellfuttatások ismertetése

Az angliai Meteorológiai Szolgálat Hadley Központjában kifejlesztett PRECIS regionális klímamodell hazai installálását célzó együttműködés 2003 nyarán indult az Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszékén (Bartholy et al., 2006).

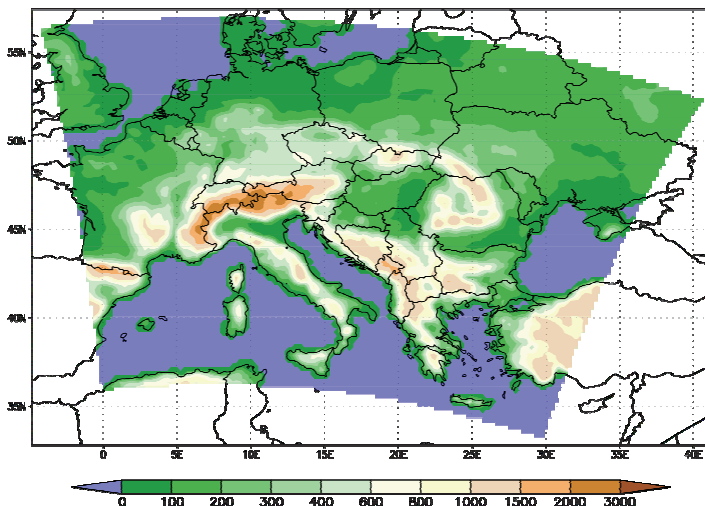
A vizsgálatok során Közép-Európa térségére a Hadley Központ HadCM3 harmadik generációs csatolt óceán-légkör modelljének (3.2. ábra) segítségével állítottunk elő klímascenáriókat (Pope et al., 2000). Az 1999-ben kifejlesztett modellverzió elődjétől eltérően már nem igényel fluxusigazítást. A légköri és az óceáni modell horizontális felbontása egyaránt  $2,5^\circ \times 3,75^\circ$  a szélességek, illetve a hosszúságok mentén, s vertikálisan 19 légköri, illetve 20 óceáni szint eredményei hozzáférhetők. A modellszimulációk felhasználásával lehetőség nyílik összehasonlító elemzéseket végezni különböző múlt- és jövőbeli időszakok éghajlatára, különböző üvegházgáz-emissziókat és aeroszol-koncentrációkat tartalmazó forgatókönyvekre vonatkozóan. A fenti globális klímamodellbe ágyazott PRECIS regionális modell a Föld bármely térségére alkalmazható (Wilson et al., 2010). A fejlesztők ajánlásai szerint a kiválasztott térség kiterjedése lehetőleg ne haladja meg az  $5000 \times 5000 \text{ km}^2$ -t.



3.2. ábra: A HadCM3 globális klímamodell struktúrája/sematikus ábrája



A választható rácsfelbontás 25 vagy 50 km. A modellfejlesztés célja az volt, hogy nemzeti éghajlatváltozási hatástanulmányok készítéséhez adjanak közre egy olyan eszközt, amely jól alkalmazható érzékenységvizsgálatokhoz, regionális adaptációs elemzésekhez. A modell adaptálása megtörtént tanszékünkön, kiválasztottuk vizsgálataink célterületét, s a Közép- és Dél-Európa térségét lefedő kivágatra – melynek domborzata a 3.3. ábrán látható – 25 km-es felbontást választva több modellfuttatást is elkészítettünk.



3.3. ábra: A PRECIS modell integrálási tartományának földrajzi elhelyezkedése és domborzata

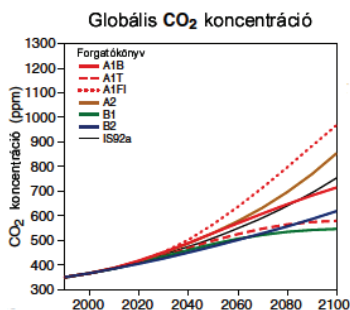
A modell adaptálását egy közel 4 év hosszúságú tesztidőszakon (1978.12.01 – 1982.05.31.) kezdték meg (Bartholy et al., 2006), melyhez a kezdeti- és peremfeltételeket az ERA-40 adatbázis (Uppala et al., 2005) biztosította. A modellfuttatás eredményeit az ugyanarra az időszakra vonatkozó ERA-40 idősorokkal vetették össze.

Az adaptálás befejezése után már hosszabb, 30 éves futtatások elvégzésére is sor kerülhetett. Elsőként az 1961–1990-es referencia-időszak éghajlatát szimuláltuk az ERA-40 adatbázisból származó, valamint a HadCM3 modell különböző verziói (HadAM3P, HadCM3Q0) által szolgáltatott kezdeti- és peremfeltételekkel. Így nemcsak a modell validációjához, hanem annak kezdeti- és peremfeltételekre való érzékenységvizsgálatához is elegendő adatot állítottunk elő. A HadCM3Q0 modell a standard HadCM3 globális modell (melynek légköri része a HadAM3P modell) egy kissé módosított változata. A különbség,

hogy a HadCM3Q0 alkalmaz fluxusigazítást, valamint figyelembe veszi a légköri kén ciklust (Wilson et al., 2010).

Az eredeti célkitűzésnek eleget téve, elkezdjük jövőbeli időszakokra vonatkozó scenáriók futtatását is. Mivel először csak a 2071–2100-as harmincéves időszakra álltak rendelkezésünkre a kezdeti- és peremfeltételek, ezért annak szimulációját hajtottuk végre az SRES A2 és B2 scenárió (*Nakicenovic & Swart, 2000*) esetén. Időközben felmerült az igény, hogy közelebbi jövőbeli időszakok éghajlatára is készítsünk becslést, mostanra pedig elkészült egy 150 évet felölelő időszak (1951–2100) éghajlatának szimulálása az SRES A1B scenáriójának megfelelő peremfeltételekkel. A modellfuttatások eredményeként részletes adatbázis áll rendelkezésünkre, mely napi és havi felbontású adatokat tartalmaz felszíni és magaslégköri meteorológiai változókra.

A 3.4. ábra szemlélteti a különböző forgatókönyvek által előre vetített globális légköri CO<sub>2</sub>-koncentrációt, melynek értéke az alkalmazott scenáriókban (A2, A1B, B2) az évszázad végére 856 ppm, 717 ppm, illetve 621 ppm (*IPCC, 2001*).



**3.4. ábra:** Az IPCC SRES-forgatókönyvek által leírt globális légköri CO<sub>2</sub>-koncentráció értékének alakulása a XXI. század folyamán. (Forrás: IPCC, 2001)

A PRECIS-vel egy ismert múltbeli időszakot szimulálva és a kapott eredményeket kiértékelve megállapítható, hogy bár a modell még nem tökéletes, és bizonyos meteorológiai paraméterek esetében az alkalmazott eljárások fejlesztésére lehet szükség, azonban az általunk vizsgált területre a modell a referencia-időszak éghajlatának jellemzőit kielégítő pontossággal adja vissza. Sajnos a modell közvetlen fejlesztésére nincs módunk, de a fejlesztők számára a tapasztalataink igen lényegesek, az egész világból gyűjtik azokat, hogy a modell újabb verziójába beépítsék, és így javítsák azt.

#### 4. A vizsgálat eredményei

Vizsgáljuk meg, miért és mennyivel jobb a regionális klímamodellek szimulációi globális társaiknál, esetemben a PRECIS eredményei az azt meghajtó HadCM3 modellénél!

Kezdetnek nézzük a modellek felbontását! A globális modellek horizontálisan néhány száz km felbontásúak, ezáltal Magyarország területét mindössze néhány rácspontra reprezentálja, amely nem elégséges az egész ország, vagy az egyes tájegységek éghajlatának, illetve annak megváltozásának leírására. A különböző – pl. hidrológiai, biológiai, építészeti – impaktmodellek bemeneti paramétereiként, valamint hatásvizsgálati tanulmányok elkészítéséhez jóval finomabb felbontású eredményekre van szükség. Ezek előállítására többféle módszer ismert (ld. 1.3. fejezet), melyek egyike a dinamikus leskalázás, azaz a regionális klímamodellezés. Noha így a globális modellek eredményeihez képest további bizonytalanságot vezetünk be a rendszerbe (pl. globális és regionális modell megválasztása, peremfeltételek pontos kezelése, a parametrizációk adott skálának megfelelő leírása), de ezzel jóval részletesebb, és eredményeink szerint realisabb képet kaphatunk éghajlatunkról regionális skálán is.

A nagyobb skálán dolgozó nemzetközi együttműködések és a hazai regionális vizsgálatok között már nincs ekkora felbontásbeli különbség (például: 25–50 km a PRUDENCE és az ENSEMBLES, illetve 10–25 km a hazai vizsgálatok esetében). A két esetben használt módszer is azonos: ezen információkat egymás kiegészítésére is felhasználhatjuk, ugyanis minél több adat áll rendelkezésünkre, annál pontosabb, árnyaltabb képet alkothatunk a minket érdeklő folyamatokról.

A dolgozat alapjául szolgáló kutatás közel egy időben indult a nagyobb európai uniós finanszírozású nemzetközi együttműködésekkel, azzal a céllal, hogy kutatóink versenyképes eszközökkel és ismeretekkel rendelkezzenek az adott témakörben, ezáltal segítve a társadalmat és a döntéshozókat a tájékozódásban. Ezzel párhuzamosan zajlott, zajlik az említett projektek – PRUDENCE, ENSEMBLES – eredményeinek feldolgozása is (Bartholy et al., 2007; Bartholy et al., 2008; Szépszó & Zsebeházi, 2011; Pieczka et al., 2011a).

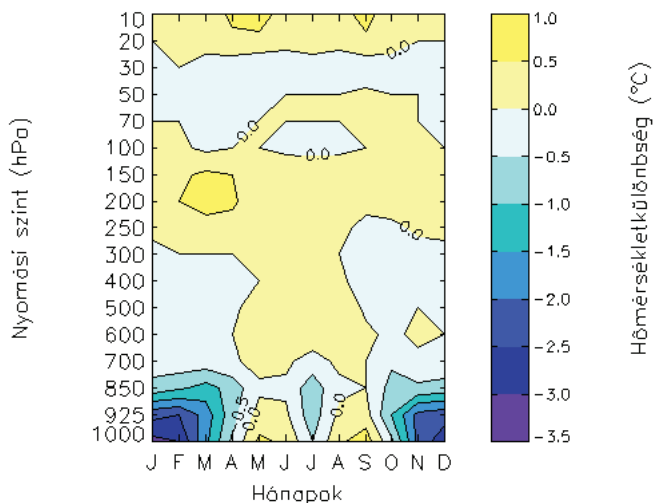
Ebben a fejezetben megvizsgáljuk, hogy a HadCM3 globális klímamodell becsléseit milyen mértékben módosítják, javítják a PRECIS által adott éghajlati projekciók. Ezután elvégezzük a regionális modelloutputok validációját, végül pedig ismertetjük a jövő éghajlatára vonatkozó eredményeinket.

#### 4.1. A globális és a regionális modell eredményeinek összehasonlítása

A globális és regionális modellek által szolgáltatott információk között jól látható különbségek vannak. Ez elsősorban eltérő feladatukból és így eltérő felbontásukból adódik: a globális modelleket a nagytérségű folyamatok szimulációjára tervezték, míg a regionális modelleket arra, hogy ezen információkat képesek legyenek kisebb skálájú jelenségekkel árnyalni. Magyarország esetében kiemelt jelentőséggel bír, hogy tisztában legyünk a várható regionális változásokkal. Ez többek között az ország mérete és elhelyezkedése miatt van így: a globális modelleknek már néhány (2–4) rácspontja is teljesen lefedi hazánkat, valamint régióink a csapadékváltozás várható iránya szempontjából átmeneti zónában fekszik (*Bartholy et al., 2008*). Azt várjuk, hogy a regionális modellek finomabb felbontásuknak köszönhetően pontosabban írják le a részleteket, azaz a kisebb skálájú, mezo-léptékű fizikai folyamatokat. Az alfejezet első részében a PRECIS modell ezirányú értékelését mutatjuk be.

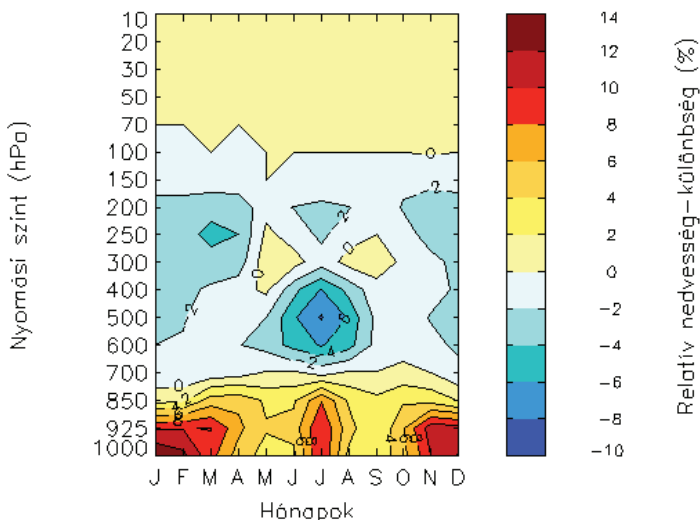
A PRECIS bemeneti paraméterként a következő meteorológiai állapotjelzőket igényli: felszíni légnyomás, szél, (potenciális) hőmérséklet és páratartalom (valamint aeroszol-koncentráció, amennyiben rendelkezésre áll). A regionális modell hozzáadott értékét a HadCM3Q0 GCM és az általa meghajtott PRECIS/HadRM3P átlagmezőinek, illetve idősorainak összehasonlításán keresztül vizsgáljuk meg.

A 4.1. ábrán a két modell által szimulált hőmérsékletek különbségét tüntettük fel a nyomási szinteken, az 1961–1990 közötti időszak átlagában az év 12 hónapjára, egy adott, Magyarországot magában foglaló földrajzi terület átlagában. A diagramról leolvasható, hogy az eltérés többnyire a 0,5 °C-ot sem éri el, és csak az alsó két rétegben fordul elő 1 °C-nál nagyobb különbség. A legalsó rétegben a regionális modell télen nagyjából 3 °C-kal melegebb a globálisnál. Az eltérés okát a modellek által használt domborzati adatbázisok, valamint a felszínközeli folyamatok parametrizációjának különbözőségében kereshetjük. A két modell között az alsó légrétegekben megfigyelhető hőmérsékletkülönbség nem egyenletes az év folyamán: a téli félévben lényegesen nagyobb, mint a nyáriban. Ez arra enged következtetni, hogy az eltérésnek jellegzetes éven belüli eloszlása van.



**4.1. ábra:** A HadCM3Q0 globális és a PRECIS/HadRM3P regionális klímamodell által szimulált hőmérséklet különbsége az 1961–1990 közötti időszak átlagára vonatkozóan, egy Magyarországot lefedő terület átlagában

Megvizsgálva a modellek közötti relatív nedvesség különbséget, valamivel összetettebb képet kapunk (4.2. ábra). Az eltérés ezen változó esetén is a felszín közelében, a hőmérséklettel összhangban a téli félévben a legnagyobb, ugyanakkor itt már a nyári hónapokban is megfigyelhetők nagyobb különbségek. Az alsó három rétegben leolvasható pozitív értékek azt jelzik, hogy a regionális modell a globálishoz képest szárazabb. Feljebb, az 500–600 hPa-os nyomási szinteken nyáron a regionális modell a globálisnál nedvesebb, mely a cumulus-parametrizációval függhet össze. A GCM-ben és az RCM-ben alkalmazott fizikai parametrizációk ugyanis azonosak (Jones et al., 2004), kivételt képeznek ez alól a skálafüggő folyamatok, mint amilyen a konvektív felhő- és csapadékképződés is.

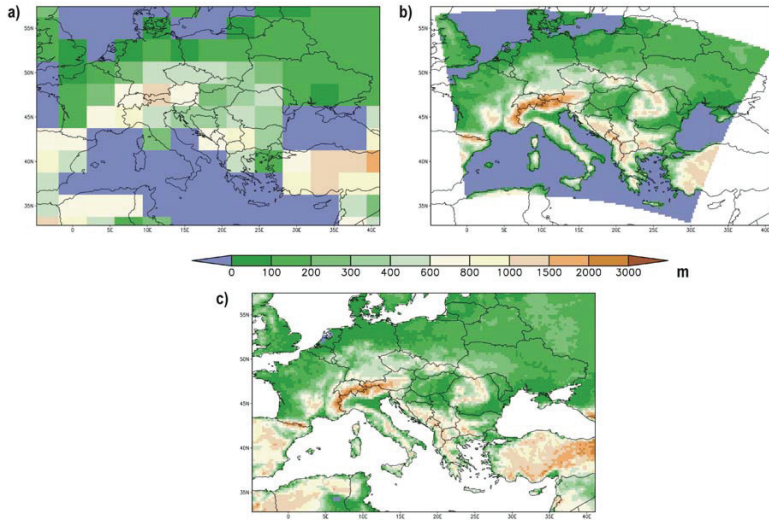


**4.2. ábra:** A HadCM3Q0 globális és a PRECIS/HadRM3P regionális klímamodell által szimulált relatív nedvesség különbsége az 1961–1990 közötti időszak átlagára vonatkozóan, egy Magyarországot lefedő terület átlagában

A felszínközeli légrétegekben megfigyelhető eltérésekre többek között magyarázatul szolgálhat a két modellben jelenlévő, igen eltérő domborzat, amelyet a 4.3. ábrán szemléltetünk (az ábrán összehasonlításképp feltüntettük a reanalízis adatbázisban szereplő domborzatot is). A globális modellben Magyarország összesen négy rácsponton belül helyezkedik el. Ezek közül az ország középső részét, területének legnagyobb hányadát magába foglaló rácspont tengerszint feletti magassága 219 m, a keleti, illetve déli területeket érintőé 372 m és 395 m (ebben a sorrendben), az Alpokálját és Ausztria keleti részét reprezentáló terület pedig 734 m. A regionális modellben a domborzat szerkezete a modell finomabb felbontása miatt a valósághoz közelebb áll. Az ország legalacsonyabb pontja a modellben 68 m, ami a tényleges 78 m-től csak kismértékben tér el, földrajzi helyzete pedig igen pontosnak mondható. A Tiszántúl nagy része a modellben 80–100 m közötti tengerszint feletti magasságú, mely jó közelítéssel igaz (a valóságban ezen terület kb. 75–125 m-en található). Az ország jelentős hányadát a valóságnak megfelelően a modell 100–200 m közé teszi (közepesen sötét zöld szín a 4.3. b) térképen). A nagyobb tengerszint feletti magasságok esetén azonban azt tapasztaljuk, hogy a középhegységek a valóságnál lényegesen alacsonyabbak. Ugyan a

300 méteres magasságot meghaladó kiemelkedések az ország területének kevesebb, mint 2%-át foglalják el, a probléma az, hogy mintegy 10–12 olyan rácpontot találunk a térképen, amely 300 és 400 m közé esik, de 400 m-nél magasabbat egyet sem. Ezek a pontok kirajzolják a Dunántúli- és az Északi-középhegység vonulatát, valamint a Mecseket, de a regionális modell domborzatában az ország legmagasabb pontja 387 m, szemben például az Írott-kő 882 m-es, a Csóványos 939 m-es vagy a Kékes 1014 m-es magasságával. Ez az állomási adatsorokkal történő közvetlen összevetést magasabban fekvő tájaink esetén megnehezíti. Az általunk validációs célokra használt adatbázisok rácpontiak, a regionális modell eredményeivel közvetlenül összehasonlíthatók. Azonban még így is akadhatnak olyan eltérések, melyek nem a modell hibájából erednek, hanem az adatbázisok térbeli interpolációjával függnek össze.

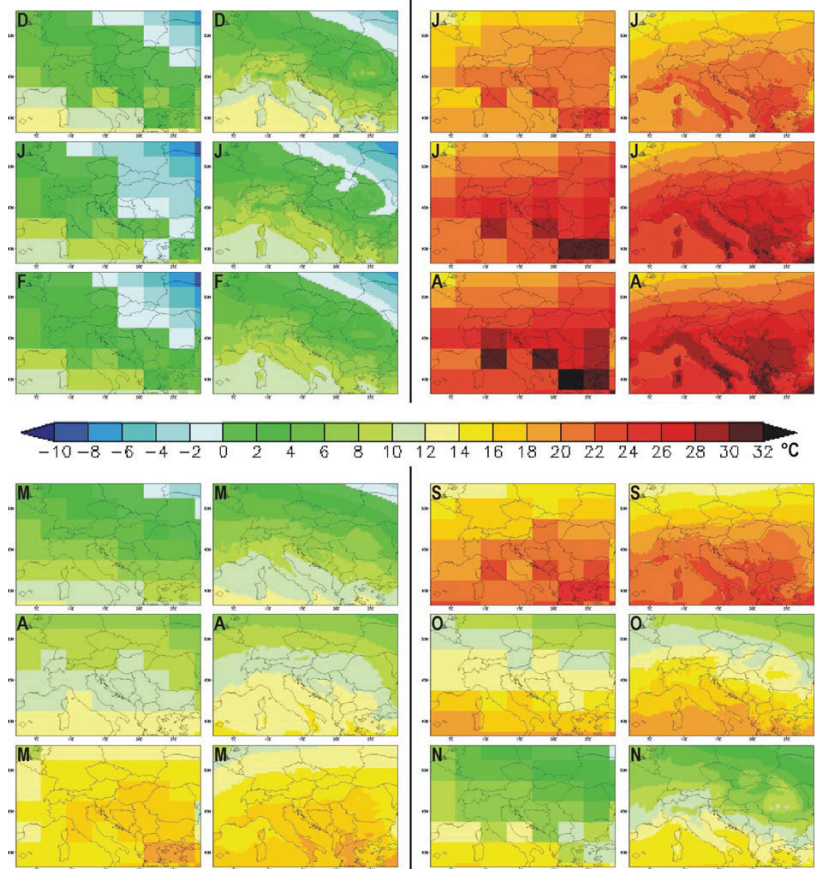
Összefoglalva: a regionális modell domborzata szerkezetileg közelebb áll a valósághoz, több tájegységünket korrektebben ábrázolja, mint a globális modell, de még így sem képes helyesen számolni középhegységeink magasságával. Érdeemes megemlíteni, hogy durva felbontása és minden hibája ellenére Magyarország a globális modellben is elfogadhatóan reprezentált (elég, ha csak összehasonlítjuk Olaszország déli részével, vagy az Alpok, Kárpátok magashegységi területével).



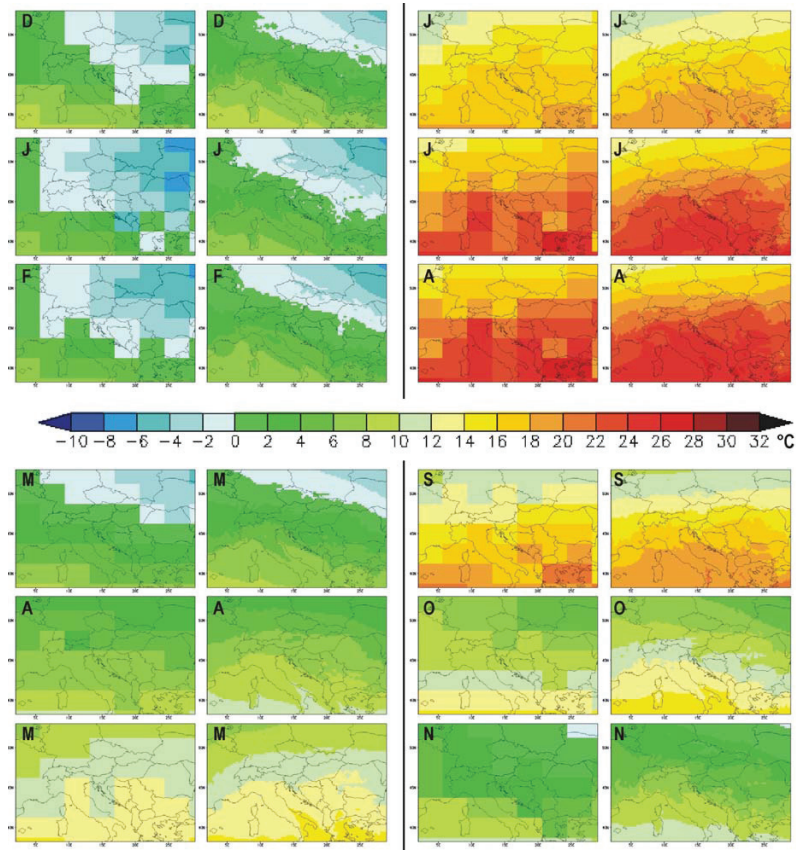
**4.3. ábra:** a) A HadCM3Q0 globális, b) a PRECIS/HadRM3P regionális klíamodell és c) az E-OBS domborzati térképe

A 4.4.–4.8. ábrákon az előzőekben megvizsgált meteorológiai paraméterek (a hőmérséklet, illetve a relatív nedvesség) harmincéves havi átlagmezőit mutatjuk be azokon a nyomási szinteken, ahol a legjelentősebb eltérést tapasztaltuk a GCM és az RCM között (hőmérséklet esetén a felszín közelében, 1000 és 925 hPa-on, a relatív nedvesség esetében ezen szinteken kívül az 500 hPa-os geopotenciál szinten is).

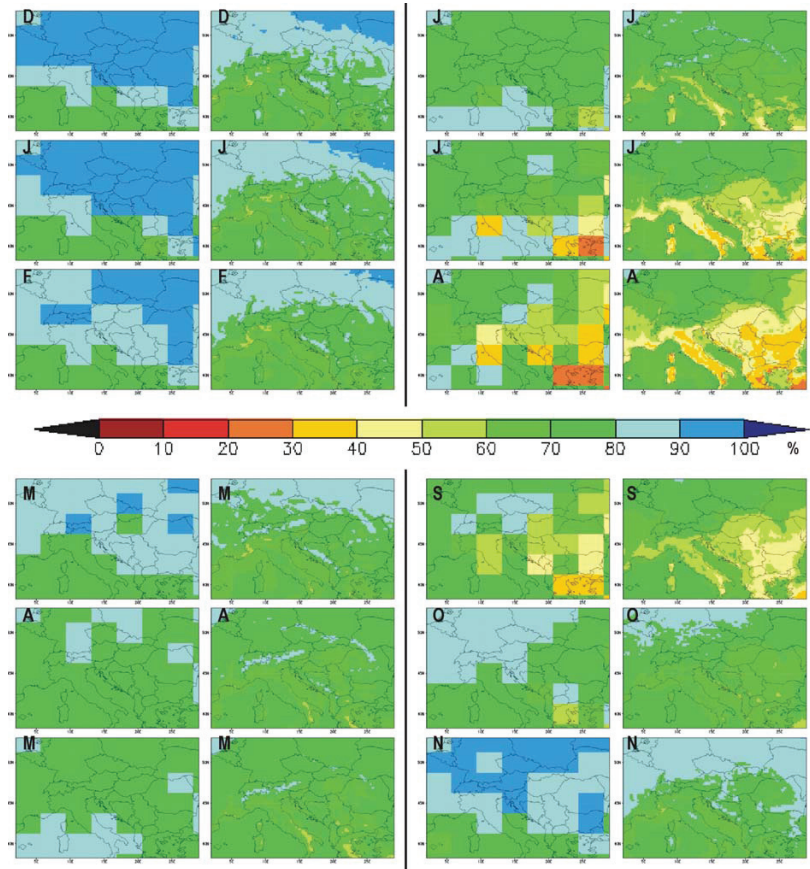




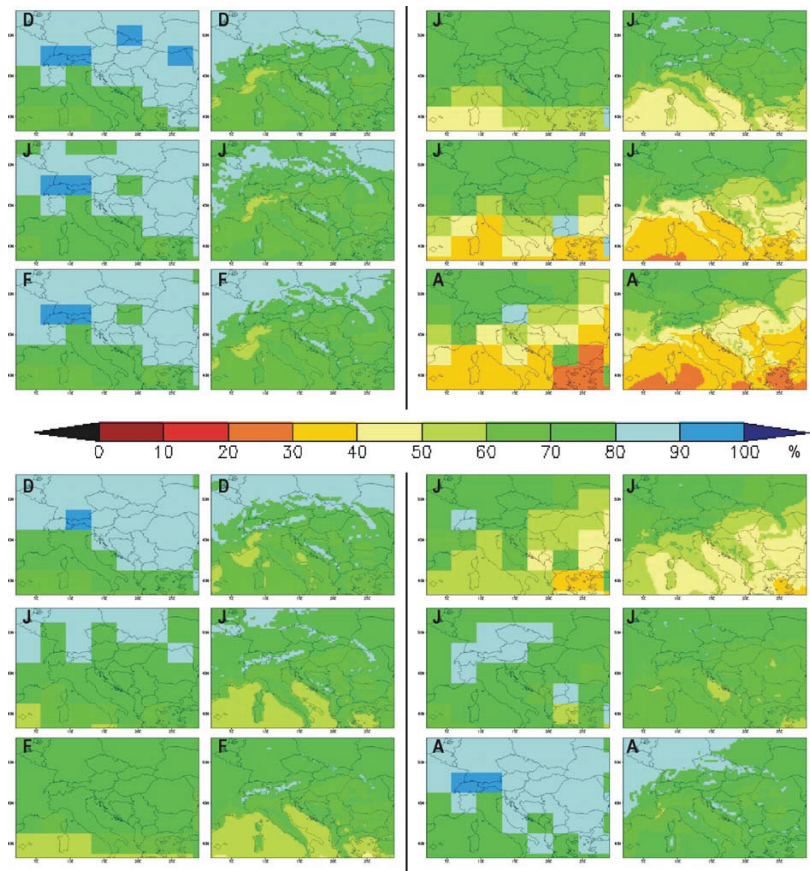
4.4. ábra: Az 1000 hPa-os nyomási szint átlagos hőmérséklete az 1961–1990 közötti időszakban a HadCM3Q0 globális (1. és 3. oszlop) és a PRECIS/HadRM3P regionális (2. és 4. oszlop) klímamodell eredményei alapján



**4.5. ábra:** A 925 hPa-os nyomási szint átlagos hőmérséklete az 1961–1990 közötti időszakban a HadCM3Q0 globális (1. és 3. oszlop) és a PRECIS/HadRM3P regionális (2. és 4. oszlop) klímamodell eredményei alapján

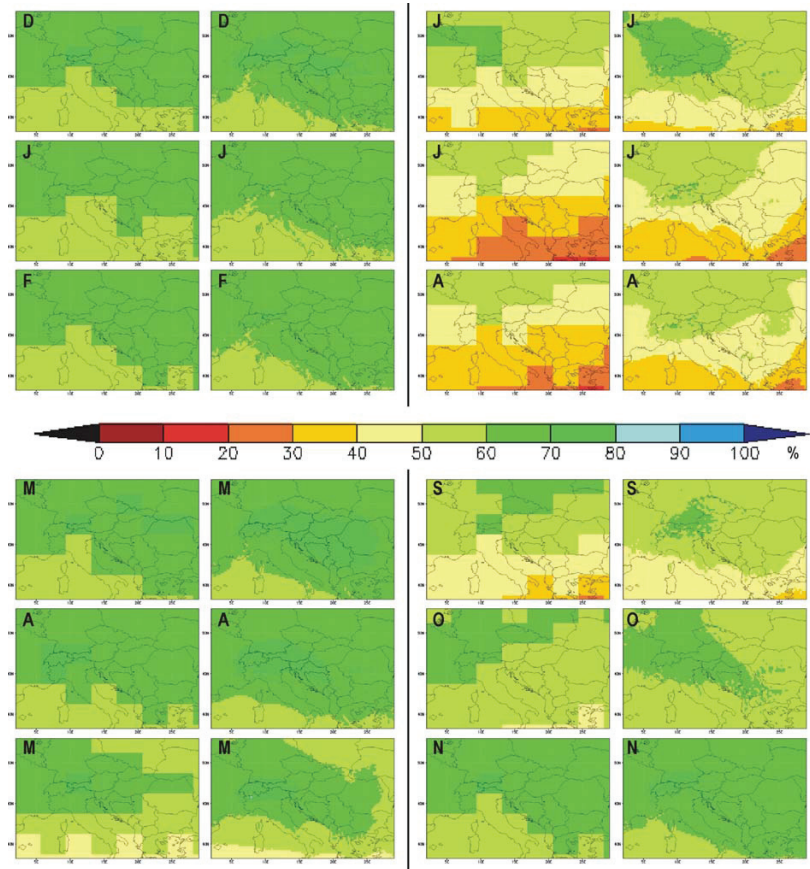


**4.6. ábra:** Az 1000 hPa-os nyomási szint átlagos relatív nedvessége az 1961–1990 közötti időszakban a HadCM3Q0 globális (1. és 3. oszlop) és a PRECIS/HadRM3P regionális (2. és 4. oszlop) klímamodell eredményei alapján



**4.7. ábra:** A 925 hPa-os nyomási szint átlagos relatív nedvessége az 1961–1990 közötti időszakban a HadCM3Q0 globális (1. és 3. oszlop) és a PRECIS/HadRM3P regionális (2. és 4. oszlop) klímamodell eredményei alapján





**4.8. ábra:** Az 500 hPa-os nyomási szint átlagos relatív nedvessége az 1961–1990 közötti időszakban a HadCM3Q0 globális (1. és 3. oszlop) és a PRECIS/HadRM3P regionális (2. és 4. oszlop) klímamodell eredményei alapján

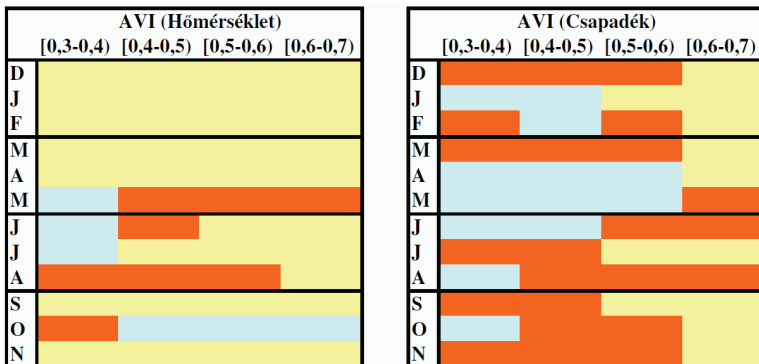
A 4.4.–4.8. ábrákról leolvasható, hogy a két modell mezőinek szerkezete hasonló (pl. a zonális vagy éppen meridionális gradiensek, illetve a leghidegebb, legmelegebb területek megegyeznek), számottevő eltérést a hőmérséklet esetén még az értékekben sem tapasztalunk. Ugyanakkor a regionális modell – finomabb felbontása miatt elvárható módon – sokkal részletgazdagabb, a valóságos eloszlásokhoz közelebb álló képet mutat (pl. szárazföld-tengerfelszín határa, domborzat jobban kirajzolódik a felszínközeli szinteken). Noha a relatív nedvesség mezői abszolút értékben jobban eltérnek egymástól,

mint az előbbieken vizsgált hőmérséklet, a globális és regionális modellből származó területi eloszlások nagyfokú hasonlóságot mutatnak ezen változó esetében is.

Az előbb bemutatott módszer azonban meglehetősen szubjektív, továbbá az sem tűnik ki belőle, hogy a javulást a regionális modell használata adja-e, vagy csak a finomabb felbontás következménye (azaz, a térbeli interpoláción kívül van-e szerepe a regionális modellnek), így ezen kérdés megválaszolásához az ún. „hozzáadott érték indexet” (Added Value Index, AVI, *Kanamitsu & DeHaan*, 2011) alkalmazzuk.

Az index a modell éghajlatot szimuláló képességének számszerűsítését kíséri meg az egyes régiók közötti különbségek figyelembevételével. Erre a célra valamilyen, a modell „jószágát” leíró mérőszámot alkalmazhatunk, mint amilyen az alábbi példában bemutatásra kerülő időbeli korreláció és annak térbeli eloszlása is. A modellek és a megfigyelés közötti korrelációértékeket egy harmincéves, havi átlagokat tartalmazó adatsorra számítottuk ki a regionális modell integrálási tartományára. A számításokhoz a megfigyelés (E-OBS) értékeit a modellrácsokra interpoláltuk. A kapott értékekből relatív gyakoriságokat számítottunk, melyeket együttesen ábrázoltunk, továbbá kiszámítottuk az így kapott görbék közötti területeket. Minél nagyobb ugyanis a korreláció értéke, annál szorosabb (lineáris) kapcsolat van az értékek között – így a regionális modell hozzáadott értékét az jelzi, ha (arányaiban) több rácsponthan kapunk magasabb korrelációt a megfigyelésekkel, mint a globális modell esetén. Vagyis akkor nyújt többletet a regionális modell, ha a relatív gyakoriság jobb szélén a görbék közti terület pozitív előjelű. Kritikus értékként a 0,3-as korrelációt határoztuk meg – *Kanamitsu & DeHaan* (2011) vizsgálatai alapján –, a modellek ezen érték alatti éghajlat-leíró képességét nem vettük figyelembe.

Az elemzést a havi átlaghőmérsékletre és csapadékösszegre végeztük el, a kapott eredményeket a 4.9. ábrán foglaltuk össze. Ennek értelmében a regionális modell a hőmérsékleti mezőhöz a felbontás finomításán túl csak keveset tesz hozzá, egyfajta nagyítóként viselkedik. A csapadékmező vizsgálatakor azonban a hozzáadott érték érzékelhető: a regionális modell esetén az év szinte minden hónapjában nagyobb relatív gyakorisággal tapasztalható magasabb korreláció a megfigyelésekkel, mint a globális modell esetén. Megjegyezzük, hogy a görbék alapján (melyeket itt nem mutatunk be) látható, hogy a táblázatban lévő nulla értékek (sárga cellák) azt jelentik, hogy abba az intervallumba eső korreláció-értékek egyik modellnél sem fordulnak elő (mint ahogyan 0,7 feletti értékek sem, melyeket az ábrán már nem tüntettünk fel).



4.9. ábra: AVI (Added Value Index): a HadCM3Q0 globális és a PRECIS/HadRM3P regionális modellek E-OBS adatbázissal vett időbeli korrelációja térbeli eloszlása különbségének előjele (narancs: pozitív, kék= negatív, sárga: nulla)

A vizsgált paraméterek tekintetében megállapítható, hogy a csapadék térben és időben igen változékony, lokális hatások által befolyásolt meteorológiai paraméter, szemben a hőmérséklettel, mely sokkal egyenletesebb eloszlású, nagyrészt a nagyskálájú időjárási folyamatok alakítják. Ennek köszönhetően a regionális modell a csapadék alakulásában jobban képes kifejezni módosító hatását, bár meg kell jegyeznünk, hogy a hőmérsékleti térképeken is tapasztalható némi javulás, például a felszín közelében a tenger-szárazföld határának, valamint a domborzat hőmérsékletet módosító hatásának realisabb leírása (ld. 4.4. ábra). Összegezve a fentieket, a PRECIS regionális modell jól alkalmazható térségünk éghajlatának szimulációjára, a meghajtó globális modellhez képest fontos többletinformációkat szolgáltat.

## 4.2. A modell validációja

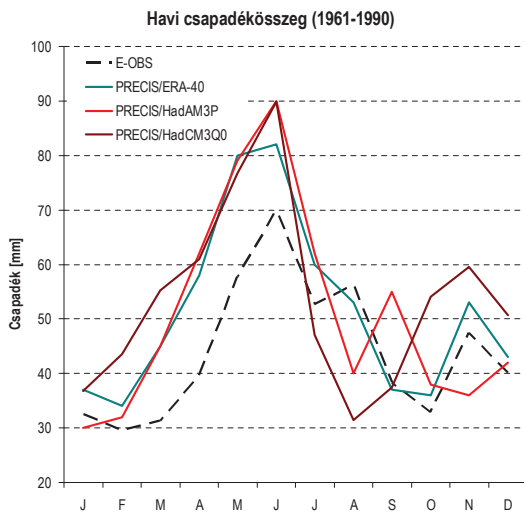
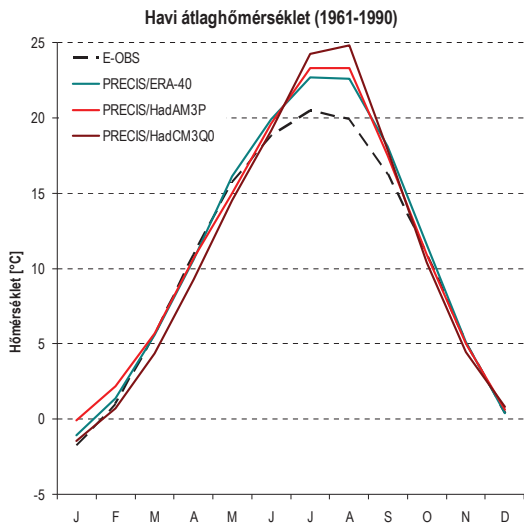
Az 1961–1990 közötti éghajlati normálidőszakra a PRECIS modellel három modellfuttatás eredményei állnak rendelkezésünkre. Ezen futtatásokban a felhasznált regionális modell megegyezik, különbség köztük az alkalmazott kezdeti- és peremfeltételekben van.

Validációs vizsgálatainkat két részre oszthatjuk: az ERA-40 reanalízisből, valamint a Hadley Központ globális klímamodelljének futásaiból származó kezdeti- és peremfeltételekkel elvégzett szimulációkra. A reanalízis adatbázist ugyanis „tökéletes

peremfeltételként” foghatjuk fel, a múltbeli valós éghajlattól vett eltérések a regionális modell hibáját számszerűsítik. Azonban a jövőt nem ismerjük, nem tudunk tökéletes feltételeket megadni a modellünk számára, így mindenképpen szükségünk van a globális és regionális modell együttes hibájának ismeretére is ahhoz, hogy a jövőbeli várható változásokról reális képet alkothassunk. Természetesen a feladat ennél összetettebb, hiszen annak ellenére, hogy a reanalízis adatbázisba minden a múlt időjárására, éghajlatára vonatkozó információt, ismeretet beépítettek, az ennek ellenére is csak egy közelítés, s hibák minden bizonnyal előfordulnak benne. Továbbá abból a tényből, hogy egy ismert múltbeli időszak éghajlatát mennyire pontosan szimulálta a modell, a légköri folyamatok nem-lineáris természete miatt még nem következik, hogy hibája a jövőben ugyanakkora marad. (Bár intuitívan azt feltételezzük, hogy az a modell, amely a múlt éghajlatát kielégítően írta le, megfelelő kényszerek alkalmazása esetén képes a jövő éghajlatának megfelelő pontosságú szimulálására is.)

Megvizsgálva a szimulált hőmérséklet és csapadék éves menetét, és összevetve azt az E-OBS-ból származó értékekkel (4.10. ábra), azt állapíthatjuk meg, hogy a PRECIS modell hazánk éghajlatának főbb jellegzetességeit helyesen írja le, bár abszolút értékben a modelledmények némiképp eltérnek a megfigyelt értékektől. Mind a hőmérséklet, mind a csapadék esetén a legjobb egyezést az ERA-40 meghajtású kísérlet esetén tapasztaljuk, mely megfelel elvárásainknak. Jelentős a hőmérsékleti felülbecslés a nyári, kora őszi hónapokban, ettől az időszaktól eltekintve az eltérés többnyire 1 °C alatt marad. A csapadék éves menetét már kevésbé pontosan szimulálja a modell: az év első felében mindhárom szimuláció végig felülbecsli a mennyiséget, viszont a nyári csapadékmaximum idejét helyesen írja le. Az év második felének csapadékviszonyait leginkább az ERA-40 meghajtású szimuláció adja vissza. Hazánk jelentős részén egy őszi másodlagos csapadékmaximum is jelentkezik a megerősödő ciklontevékenység hatására (Péczely, 1981), ez azonban az E-OBS adatbázisban az 1961–1990 közötti időszak országos átlagában nem jelenik meg markánsan – annál inkább az ERA-40-nel és a HadCM3Q0-lal meghajtott modellkísérletek esetében.





**4.10. ábra:** A havi átlaghőmérséklet és csapadékösszeg éves menete 1961–1990 között a magyarországi rácspontok átlagában

A 4.1. táblázatban összesítjük a PRECIS modell 1961–1990 közötti időszakra vonatkozó futtatásainak átlagos magyarországi évszakos hibáit az E-OBS adatbázishoz képest a hőmérséklet és a csapadék esetén. A táblázatban foglalt számok figyelembevételével nem jelenthető ki kategorikusan, hogy valamelyik szimuláció sokkal jobb vagy rosszabb lenne a másiknál, azonban az megállapítható, hogy a nyári hőmérséklet, valamint a tavaszi csapadékösszeg felülbecslése a legerősebb mindhárom esetben. Ezek a hibák 95%-os szinten szignifikánsak minden rácsponthoz, melyet az elvégzett Welch-próba is igazol (ld. 4.11. ábra). Mivel a hibák a többi évszakban számítottak többszöröse, indokolt a modell parametrizációinak vizsgálata és javítása. Mindez azonban akkora emberi és számítástechnikai kapacitást igényel, mely nem áll rendelkezésünkre, ezért ezt a feladatot a Hadley Központ munkatársaira kell bízunk. Kutatásunk a kapott visszajelzések által hozzájárul munkájukhoz, a modell fejlesztéséhez, annak jobbá tételéhez.

A többi évszakban a hibák lényegesen kisebbek (csak egy esetben haladják meg az 1 °C-ot, illetve a 10 mm/hónapot), és Magyarországon belül csak kisebb területen tekinthetők szignifikánsnak. A Mátrában a csapadék eltérése az E-OBS-tól minden futtatás és minden évszak esetén szignifikánsnak bizonyul, 10–20 mm/hónap körüli csapadéktöbblettel.

A kapott hibaértékek azonos nagyságrendbe esnek a Magyarországon adaptált három másik regionális klímamodell (ALADIN, RegCM, REMO) eredményeivel (Bartholy et al., 2011), melyekben néhány szimulációnál szintén fellelhető a jelentős tavaszi csapadék- és nyári hőmérsékleti felülbecslés.

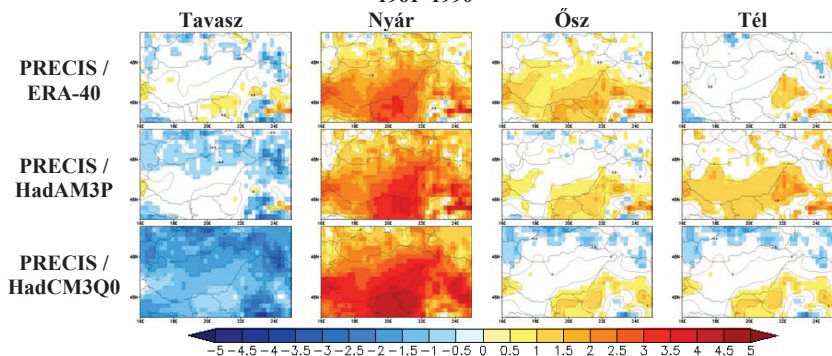
**4.1. táblázat:** Az átlagos évszakos hőmérsékleti- (°C) és csapadékhiba (mm/hónap) mértéke a magyarországi rácsponthoz képest, 1961–1990 között (az abszolút értékben 1 °C-nál, illetve 10 mm/hónapnál nagyobb hibákat szürke háttér jelöli)

Hőmérsékleti hiba (°C)	Tavaszi	Nyári	Őszi	Téli
PRECIS / ERA-40	0,0	2,0	0,9	0,3
PRECIS / HadAM3P	-0,3	2,3	0,4	1,0
PRECIS / HadCM3Q0	-1,4	3,0	0,2	0,2

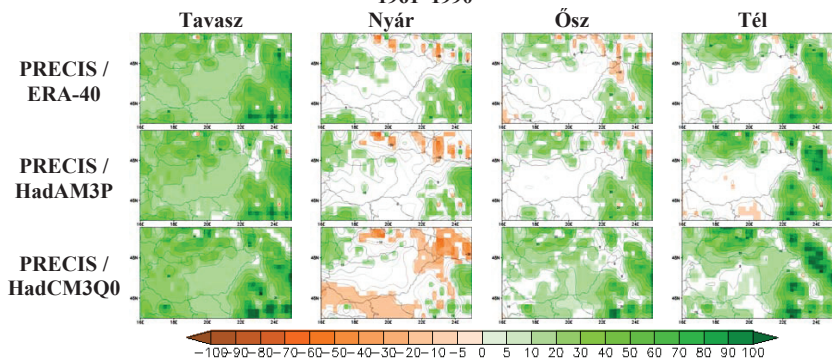
  

Csapadékhiba (mm/hónap)	Tavaszi	Nyári	Őszi	Téli
PRECIS / ERA-40	18	5	3	4
PRECIS / HadAM3P	19	5	4	1
PRECIS / HadCM3Q0	21	-3	11	10

**Az egyes modellszimulációk átlagos hőmérsékleti eltérése (°C) az E-OBS adatbázistól, 1961–1990**



**Az egyes modellszimulációk átlagos csapadék-eltérése (mm/hónap) az E-OBS adatbázistól, 1961–1990**



**4.11. ábra:** Az egyes modellszimulációk átlagos évszakos hőmérsékleti- (°C) és csapadékhibájának (mm/hónap) mértéke az E-OBS adatbázishoz képest, 1961–1990. Fehér színezés jelzi azon rácpontokat, ahol a hiba nem szignifikáns.

Mint az a 4.11. ábra térképein megfigyelhető, a hibák térbeli eloszlása mindhárom esetben igen hasonló, bár mértékük esetenként jelentősen eltérhet egymástól. Az őszi hőmérsékleti hibák kivételével az E-OBS adatokkal a legjobb egyezést az ERA-40 meghajtású, „tökéletes peremfeltételekkel” ellátott kísérlet esetén tapasztaljuk, de a legtöbb térképen ezen szimuláció és a HadAM3P által meghajtott szimuláció között elenyésző a különbség. Ebből az a következtetés vonható le, hogy a regionális modell hibájához a HadAM3P globális modell alkalmazása csak keveset ad hozzá (illetve még az is lehetséges, hogy a két modellben jelenlévő hibák eltérő előjelűek, és így kiejtik egymást). Más a helyzet a HadCM3Q0 globális modellből származó peremfeltételek

esetén: a szimuláció a hőmérséklet éves menetének amplitúdóját sokkal jobban felnagyítja, tavasszal az egész régióra alulbecslés, nyáron felülbecslés jellemző, olyan nagy mértékben, mely szinte az összes rácpontban szignifikáns eltérést jelent 95%-os szinten az E-OBS adatoktól. A térbeli struktúra az előző két szimulációhoz hasonlít, de a legtöbb esetben a terület jóval nagyobb hányadában szignifikánsak a hibák. A térképeket megvizsgálva azonban adott évszak, illetve paraméter esetén találhatunk ellenpéldát is – mint azt már korábban említettük, nem jelölhető ki egyetlen szimuláció sem legjobbnak vagy legrosszabbnak.

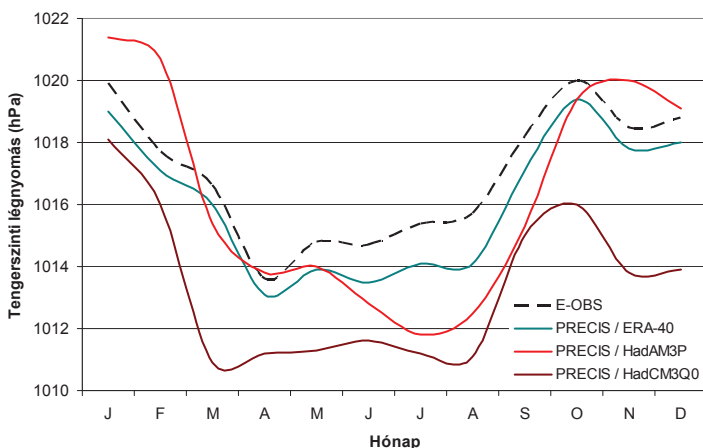
A HadCM3Q0 globális modell a HadAM3P-vel szemben fluxusigazítást alkalmaz (Collins et al., 2006) a légköri és óceáni komponensek csatolásakor, így próbálva megakadályozni a szimulációnak a megfigyelt klímától való eltérését. Mivel azonban ekkor fizikai törvényszerűségek alkalmazása helyett a célt empirikus módon, a felszíni áramok mesterséges módosításával éri el, így előfordulhatnak olyan régiók, melyekre a megoldás nem optimális, mint ahogyan azt a 4.11. ábrán is láthatjuk. Nem kizárt, hogy a Föld más térségére végezve vizsgálatokat ezzel a modellel, illetve modellverzióval jobb eredményeket kapnánk. Adott modell különböző verzióinak, illetve különböző régiókra történő validálására mutat példákat Jacob et al. (2007).

Ősszel és télen a hőmérsékleti hiba 0 °C-os izoterma vonala hazánk területén halad át: tőlünk északabbra inkább alul-, míg délebbre inkább felülbecslés jelenik meg az eredményekben. Ez a gradiens egy kis eltolódással nyáron is leolvasható: mindenhol felülbecslés jellemző, de északon kisebb mértékű, mint délen.

A csapadékhibákat vizsgálva mindhárom szimulációnál megfigyelhető az, hogy a legnagyobb eltérések a komplex domborzattal rendelkező területeken, elsősorban a magasabb hegységekben jelennek meg. Az országon belül ilyen például a Mátra térsége, ahol az E-OBS-tól vett eltérés minden évszakban, minden kísérlet esetén 95%-os szinten szignifikáns, mint ahogy azt a 4.11. ábrán láthatjuk. Ennek azonban nem csak a regionális modell gyengesége lehet az oka, a jelenség valószínűleg inkább az E-OBS adatbázis hibájából adódik, mivel arra a területre a valóságoshoz képest túlságosan kevés csapadékot ad. Ez az elégtelen állomássűrűségből következhet, ugyanis az E-OBS adatbázis ebben a régióban csak Kékestető adatait tartalmazza (Haylock et al., 2008).

A tengerszíni légnyomás átlagos éves menete Magyarországon a 4.12. ábráról olvasható le. Maximuma januárra és októberre esik (ekkor számíthatunk tartósabban fennmaradó magas légnyomásra), míg a minimum tavaszra, illetve nyár elejére, mely a viszonylag nagyobb ciklongyakoriság időszaka. Egy jóval gyengébb másodminimum

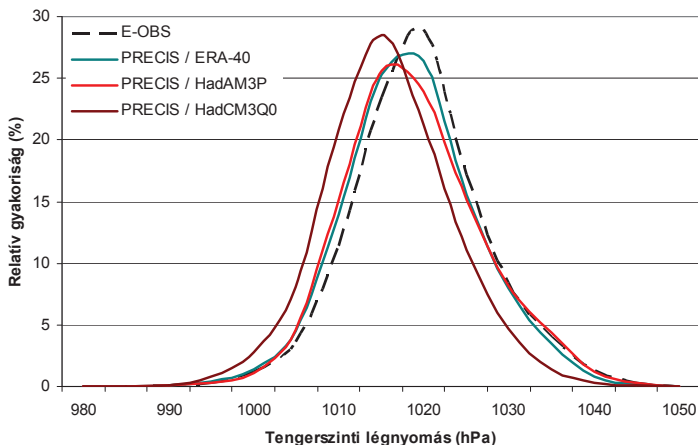
figyelhető meg novemberben, a mediterrán ciklonok megjelenésének legvalószínűbb hónapjában (Ambrózy et al., 2002). Ezen jellemzőket a regionális modell is többé-kevésbé visszaadja. A legjelentősebb az eltérés a HadAM3P-vel meghajtott futás esetén, ahol az éves menet amplitúdója a reanalízisénél nagyobb, és a görbék menete között is különbségeket figyelhetünk meg. A másik két modellszimuláció jól követi az éves menetet, de a megfigyeltnél valamivel alacsonyabb nyomásértékeket eredményez. Mivel a ciklonális helyzetek többnyire csapadékos, az anticiklonális helyzetek pedig csapadékmentes időjárással párosulnak, így itt észrevehető a modell által számított légnyomás és a csapadék hibája közötti kapcsolat. Amennyiben a regionális modellnek bemenő paraméterként szolgáló légnyomást pontosabban tudnánk megadni, elképzelhető, hogy csökkenne a csapadék (és ezen keresztül a hőmérséklet) hibája is.



4.12. ábra: A tengerszinti légnyomás átlagos éves menete (1961–1990)

A magyarországi átlagos tengerszinti légnyomás relatív gyakoriságát (4.13. ábra) tekintve elmondható, hogy az megfelel a várakozásainknak: minél pontosabb kezdeti- és peremfeltételeket adunk meg a modellnek, az annál pontosabban képes visszaadni a változó értékét. A három múltbeli modellszimuláció közül az ERA-40-nel meghajtott áll a legközelebb az E-OBS adatokhoz (mint ahogy az a 4.12. ábra esetén is megállapítható volt). Bár a maximumértékek között van némi eltérés (kb. 2–3%), ettől eltekintve a közelítés elfogadható, s a két idősor közti korreláció is igen magas (értéke: 0,98). Ennél kisebb az egyezés a reanalízissal a globális modellel meghajtott szimulációk esetén: a

HadCM3Q0 globális modellből származó peremfeltételek esetén az eloszlás eltolódását figyelhetjük meg, a reanalízishez képest a modell többször szimulált alacsonyabb, kevesebbszer magasabb légnyomást.

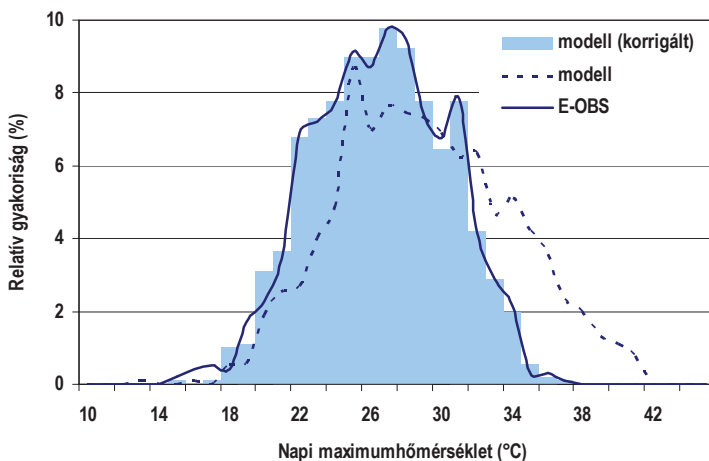


**4.13. ábra:** Magyarországi átlagos tengerszintű légnyomás relatív gyakorisága (1961–1990)

Mivel az éghajlat megváltozását nem csak az átlagértékek változásán, hanem a szélsőségeken keresztül is szeretnénk megvizsgálni, fontos, hogy a validáció során is elemezzük azokat. A PRECIS az átlagértékekkel ellentétben a hőmérséklet eloszlását kevésbé sikeresen szimulálja – a validációkor kitűnt, hogy a modell a kiválasztott hőmérsékleti indexek értékét jelentősen felülbecsülte, ezzel szemben a csapadék-indexekre elfogadható közelítéssel szolgált. Ezért a hőmérséklet esetén szükségünk volt egy, a hibákat kiküszöbölő előkészítő lépésre. Erre a célra a szimulált idősorok statisztikai jellemzőit felhasználó korrekciós módszert alkalmaztunk, mely a meteorológiai változók percentilis értékeinek kiszámításán, és a modellezett eloszlásnak a megfigyelt eloszláshoz való illesztésén alapul (*Formayer & Haas, 2010*). A módszer lényege, hogy két adathalmaz statisztikai szempontból közel egyezőnek tekinthető, amennyiben eloszlásuk megegyezik (*Déqué, 2007*). Az eloszlásfüggvény alakjára nézve a módszer semmilyen előzetes feltételezést nem követel meg, továbbá a jövőbeli eloszlásokra sem tartalmaz semmiféle korlátozást. A korrekció alkalmazásának korlátai ismertek – az eloszlások mesterséges megváltoztatásával sérülhet az egyes meteorológiai változók közti konzisztencia, valamint a rácpontonkénti statisztikai számítások miatt a

térbeli eloszlás is megváltozhat. Ennek ellenére elterjedten alkalmazott módszer, mely elsősorban a hatásvizsgálatokkor, a modellekhez szükséges bemenő adatok előállításakor fontos.

Az eloszlások illesztéséhez használt függvényt több módon is definiálhatjuk – mi a hőmérsékletek esetén additív összefüggést alkalmaztunk. A korrekciós faktorokat az 1961–1990-re rendelkezésre álló megfigyelt és modellezett adatok segítségével meghatároztuk minden rácspontra, az év 12 hónapjára, majd alkalmaztuk azokat a vizsgált jövőbeli időszakokra. A módszer eredményességét szemlélteti a 4.14. ábra, melyen egy kiválasztott rácspontra vonatkozóan mutatjuk be a júliusi maximumhőmérséklet korrekcióját. Míg a modell eredetileg alulbecsülte az alacsonyabb, és felülbecsülte a magasabb hőmérsékletek előfordulását, addig a korrekció alkalmazása után már jó egyezést mutat a megfigyelt értékekkel.



**4.14. ábra:** Júliusi maximumhőmérséklet ( $\varphi=47,625^\circ$ ,  $\lambda=19,125^\circ$ ) rácspontra vonatkozó empirikus sűrűségfüggvénye - a modellszimulációból származó korrigálatlan és korrigált értékek, az E-OBS adatbázisából származó értékekkel összehasonlítva

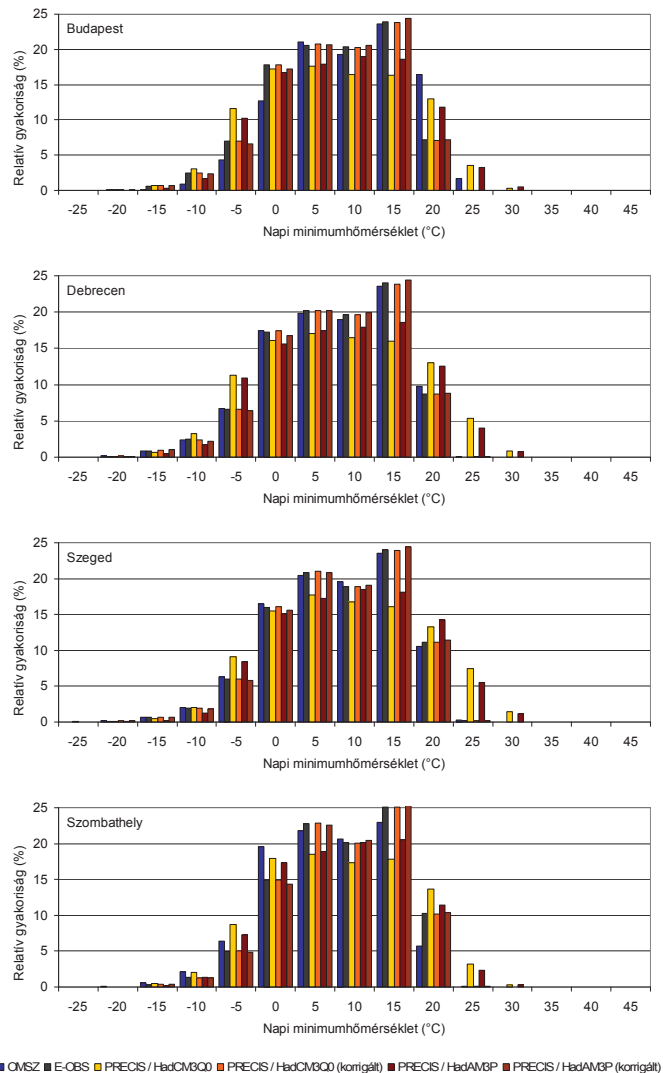
A korrekciós eljárás után kapott eredményt megvizsgáltuk állomási adatokkal összevetve is. Az Országos Meteorológiai Szolgálat honlapjáról letölthető négy város (Budapest, Debrecen, Szeged és Szombathely) 1901–2000 közötti hőmérsékleti adata (http://met.hu/eghajlat/magyarorszag\_eghajlata/eghajlati\_adatsorok\_1901-2000/). Ebből az 1961–1990-es időszakot összehasonlítottuk az E-OBS adatbázis, valamint modellünk

adataival. A rácspontri adatbázisokból kiválasztottuk azokat a pontokat, melyek a mérőállomásokhoz legközelebb esnek, és ezen adatsorokra végeztük el elemzéseinket.

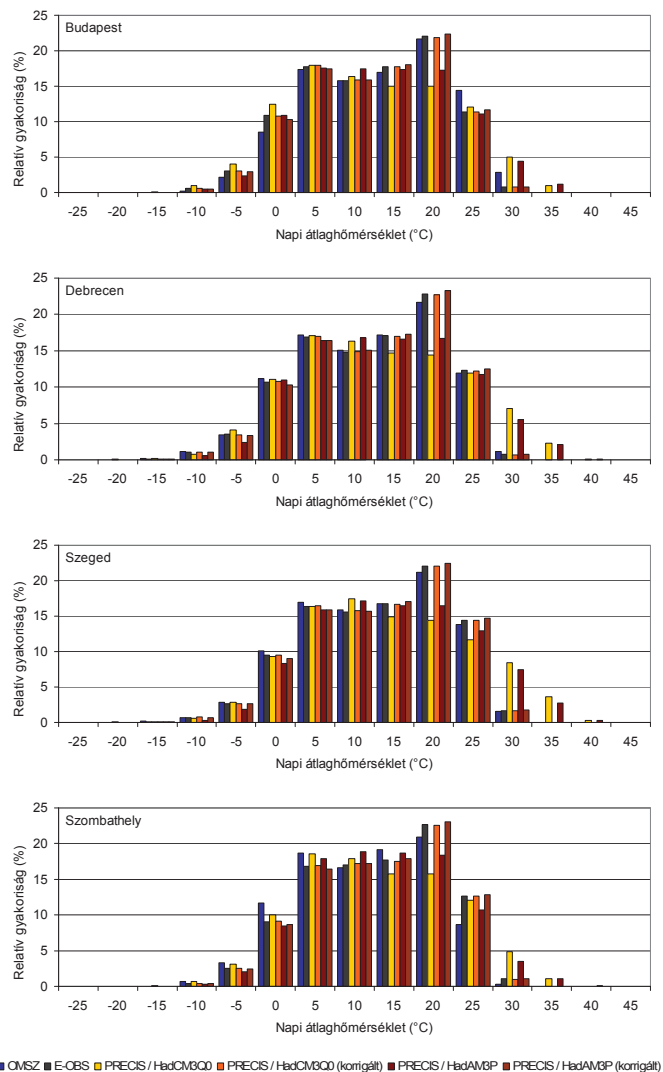
A 4.15.–4.17. ábrák alapján a következő megállapításokat tehetjük: noha az E-OBS adatbázis alapjául ezen területen az OMSZ mérései szolgáltak, az ábrákon a két oszlop értékei nem egyeznek meg tökéletesen egymással, mely az alkalmazott interpolációval, és az ennek során fellépő eltéréssel magyarázható, de a különbség közöttük nem jelentős. A modellnek a megfigyelt adatoktól vett eltérése már jóval nagyobb: olyan kategóriák is megjelennek (elsősorban az eloszlások jobb oldalán, a magasabb hőmérséklet tartományában), amelyek sem az állomások megfigyelési idősorában, sem az interpolált rácspontri adatbázisban nem szerepelnek. Ez indokolja a korrekciós eljárás bevezetését is, hiszen a szélsőséges időjárási események, időjárási extrém indexek elemzésekor máskülönben problémákba ütköznénk. A korrigált értékek igen jó egyezést mutatnak az E-OBS értékeivel, mely az alkalmazott módszertől elvárt viselkedés, mivel az a modellbeli idősorokból számított percentilis-értékeknek az E-OBS alapján meghatározott percentilisekhez történő illesztésén alapul.

A következő alfejezetben a PRECIS modell által számított scenáriók alapján a térségünkben várható éghajlatváltozást mutatjuk be. A modell előzetesen ismertetett hibái miatt azonban többnyire nem a szimulált idősorok abszolút értékét adjuk meg, hanem a referencia-időszakhoz (1961–1990-hez) viszonyított várható jövőbeli változásokat, ezzel kiküszöbölve a regionális modellfuttatások szisztematikusság hibáit.

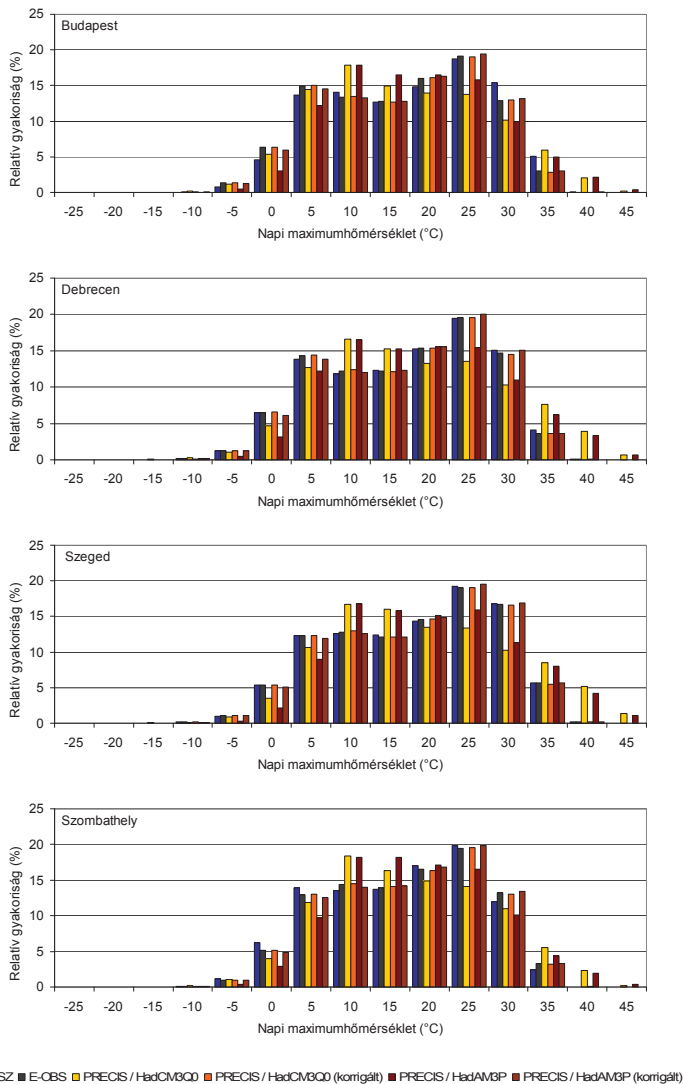




4.15. ábra: Napi minimumhőmérséklet relatív gyakorisága (1961–1990)



4.16. ábra: Napi átlaghőmérséklet relatív gyakorisága (1961–1990)



4.17. ábra: Napi maximumhőmérséklet relatív gyakorisága (1961–1990)

### 4.3. A modellszimulációk alapján becsült éghajlatváltozás mértéke

A jövőre vonatkozó kényszerek előre nem ismertek. Hogy a modell számára szükséges információkat mégis előállíthassuk, ún. éghajlati scenáriókat, az ebből fakadó bizonytalanságok kezelésére pedig azok sokaságát alkalmazzuk. A PRECIS modellel három modellfuttatást végeztünk el: a XXI. század végére az A2 és a B2, a század egészére az A1B forgatókönyv (*Nakicenovic & Swart, 2000*) figyelembevételével, melyek közül az A2 scenárióhoz társul a legmagasabb, a B2-höz pedig a legalacsonyabb századvégi CO<sub>2</sub>-koncentráció (kb. 856, illetve 621 ppm). Mivel a forgatókönyveket úgy alkották meg, hogy a jövő egyaránt lehetséges realizációit mutassák be, ugyanakkor a jövőbeli társadalmi, gazdasági, politikai folyamatok előre nem ismertek, nem ragadhatjuk ki egyiket sem közülük, azt állítva, hogy az az egyetlen lehetséges jövőkép. Ehelyett célszerű együttesen vizsgálnunk őket, hogy a változások irányát és lehetséges nagyságát kijelölhessük. Két időszakra végeztünk részletes vizsgálatokat: míg a közelebbi jövőre (2021–2050) csak az A1B forgatókönyv eredményei álltak rendelkezésünkre, a távolabbi jövőre (2071–2100) mindhárom futtatás eredményeit elemeztük. Mivel *Hawkins és Sutton* (2009, 2011) alapján ismert, hogy a scenárió választásából adódó bizonytalanságnak néhány évtizedes időtávlatban nincs jelentős szerepe, ám évszázados skálán már igen, így elegendő a 2021–2050 közötti időszakra csupán egyféle scenárió-t vizsgálni, mint ahogy azt vizsgálatainkban tettük.

#### 4.3.1. A hőmérséklet várható változása a XXI. században

A szimulációk az átlaghőmérséklet emelkedését vetítik előre a XXI. századra a Kárpát-medence térségére éves, évszagos és havi szinten egyaránt. A változások minden évszakban és időszakban statisztikailag szignifikánsnak bizonyultak 95%-os szinten. Az országos átlagos évszagos változásértékeket a 4.2. táblázat foglalja össze.

A korábbi vizsgálataink során alkalmazott (korrekció nélküli) delta-módszer és a validációnál bemutatott korrekciós eljárás között az átlagos változás tekintetében igen kis, a mérési hibahatárt el nem érő eltérést tapasztaltunk. A két különböző módszerrel kapott eredmények között esetenként 0,1 °C-os eltérést figyeltünk meg, de ez is csak a kerekítés miatt jelentkezik. Ugyanez elmondható a várható átlagos évszagos hőmérsékletváltozás térképes megjelenítéséről (4.18. ábra) is. Mivel a két táblázat és ábrasorozat között az eltérés kicsi, csak az egyiket mutatjuk be közülük: a pontosság kedvéért megjegyezzük, hogy ez a

korábban elkészített, korrekció nélküli változat. Azoknál az ábráknál azonban, amelyek a hőmérséklet eloszlásával kapcsolatosak (4.20.–4.23. ábra), illetve ahol abszolút értékeket ábrázoltunk (4.19. ábra), az újonnan alkalmazott korrekciós eljárás eredményeképpen kapott értékeket láthatjuk.

**4.2. táblázat:** A várható átlagos évszakos hőmérsékletváltozás (°C) a magyarországi rácsponatok átlagában (referencia-időszak: 1961–1990)

<b>Hőmérsékletváltozás (°C, 1961–1990 átlagához képest)</b>		<b>Tavaszi</b>	<b>Nyári</b>	<b>Ősz</b>	<b>Tél</b>
<b>2021–2050</b>	<b>A1B</b>	1,9	3,7	2,2	2,5
	<b>B2</b>	3,1	6,0	3,9	3,2
<b>2071–2100</b>	<b>A1B</b>	3,7	6,7	5,0	4,1
	<b>A2</b>	4,2	8,0	5,2	4,2

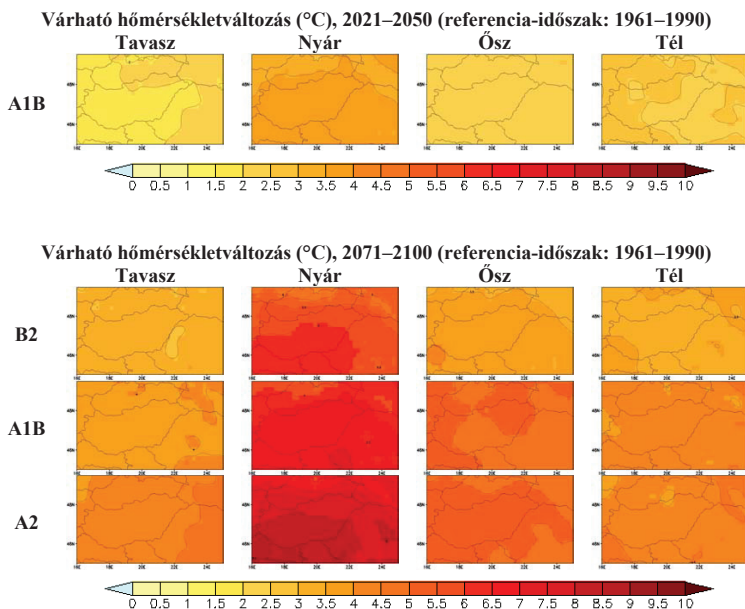
A hőmérséklet emelkedése folyamatosnak tekinthető, a közelebbi jövőre kisebb hőmérsékletváltozást (éves átlagban 2,6 °C-ot) valószínűsít a modell, mint a távolabbi időszakra (éves átlagban 4,0–5,4 °C-ot). Az, hogy az évszázad végére mekkora változások várhatók, nagymértékben függ az alkalmazott forgatókönyvtől. Minél magasabb a becsült CO<sub>2</sub>-koncentráció, a modell annál nagyobb hőmérsékletemelkedést jelez.

A különböző emisszió forgatókönyvek közötti változékonyság nyáron a legnagyobb, a magyarországi várható átlaghőmérsékletben a Szenárió választásától függően 2 °C is lehet a különbség (4.2. táblázat). A többi évszakban csak mintegy feleakkora, 1–1,3 °C az ebből fakadó bizonytalanság.

A PRECIS modellel végzett szimulációk alapján várhatóan a nyári átlaghőmérsékletek emelkednek majd a legnagyobb mértékben. Ehhez azonban hozzá kell tennünk, hogy a Magyarországon, különböző modellekkel elvégzett kísérletek kiértékelésekor (*Krüzsehyi et al., 2011; Bartholy et al., 2011*) az évszakos hőmérsékletváltozások között ennek mértéke volt a legbizonytalanabb, itt tértek el leginkább az egyes modellek eredményei egymástól (a különbség a legkisebb és legnagyobb változást valószínűsítő modell között 2,5 °C volt). A nemzetközi együttműködések elemzéséből pedig az is kitűnik, hogy a Hadley Központ modelljei lényegesen melegebb nyarakat szimulálnak, mint a többi klímakutató központ modelljei (*Pongrácz et al., 2011*).

A 2021–2050-es időszakra a legkisebb változás az átmeneti évszakokban, a század végén télen és tavasszal várható. 2071–2100-ra az őszi melegeedés a nyárinál mérsékeltebb, s a havi felbontású adatokból kitűnik, hogy az őszi átlagot leginkább a szeptemberi magasabb értékek növelik meg.

A változások térbeli eloszlását a 4.18. ábrán tekinthetjük meg. Ezekről eddigi megállapításainkon kívül (minden futtatás az év egészére melegedést jelez előre, mely statisztikailag szignifikáns a vizsgált terület összes rácspontjában; a közeljövőben kisebb változás valószínű, mint az évszázad végére; a melegedés a nyári évszakban a legerőteljesebb; összefüggés van a különböző forgatókönyvekbe beépített CO<sub>2</sub>-koncentráció és a változás mértéke között) leolvasható, hogy az ország egészen közel egyenletes lesz a melegedés, a különbség az egyes területek között nem éri el 1 °C-ot. A várható változásokat 0,5 °C-os beosztású skálán feltüntetve a melegedés csak nyáron mutat markáns különbségeket az egyes területek között, ekkor Magyarország területén É-D irányú gradiens figyelhető meg, a délebbre fekvő területek erősebb melegedésével.



**4.18. ábra:** A várható átlagos évszakos hőmérsékletváltozás (°C) az egyes időszakokban, évszakokban, a különböző kibocsátási forgatókönyvek esetén 1961–1990 átlagához képest

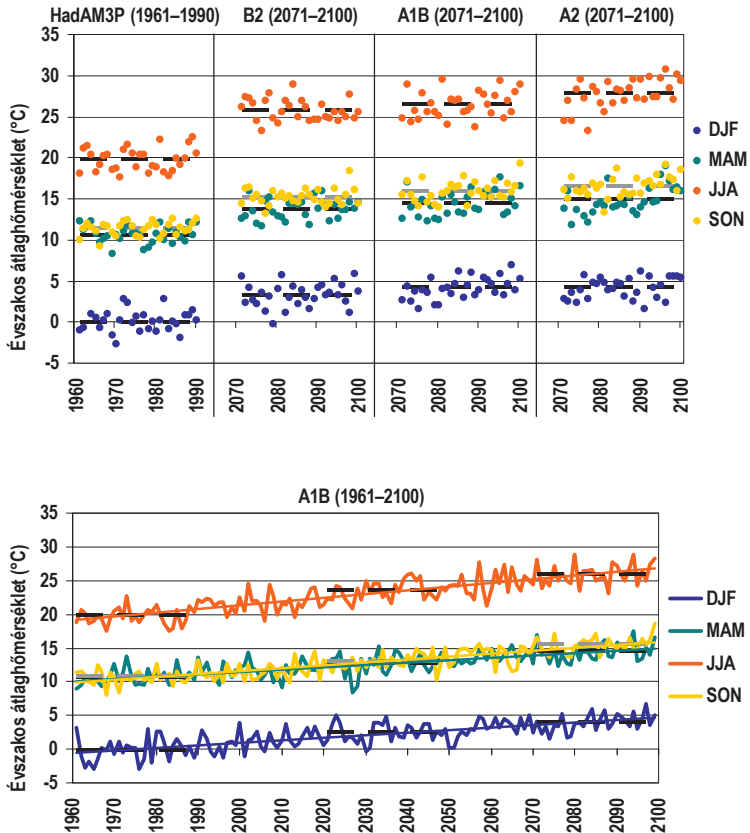
A 4.19. ábrán az évszakos átlaghőmérséklet évek közötti változékonyságát ábrázoltuk a magyarországi rácsponatok átlagában. Fontos leszögezni, hogy a kapott eredmények nem vonatkoztathatók konkrét évekre, a globális éghajlati modellek által meghajtott regionális

modellek csak az éghajlat statisztikai jellemzőinek visszaadására képesek (így például értelmetlen a 2035 nyarának átlaghőmérsékletére vonatkozó kérdés, de kijelentéseket tehetünk hosszabb időszakok átlagával vagy változékonyságával kapcsolatban). Az éghajlat természetes belső változékonyságából is adódik, hogy a hőmérséklet bizonyos években nem éri el, máskor pedig meghaladja az átlagos értékeket bármely időszakban, így a melegedés ellenére előfordulhatnak hidegebb évek, időszakok is. Az azonban már a melegedést támasztja alá, hogy a 2071–2100-as időszak egészében az 1961–1990 közötti időszak átlagértékei felett várható a hőmérséklet minden forgatókönyvre és évszakra. A közelebbi jövőt lefedő vizsgált időszakra, 2021–2050-re ez alól még találhatunk néhány kivételt.

Az évszázad végére a változékonyság az átmeneti évszakokban megnő (A2 scenárió esetén a múltbelinek nagyjából másfélszeresére, B2 scenárió esetén mintegy 1,2-szeresére), télen pedig lecsökken. Az A1B forgatókönyv esetén a változékonyság kis mértékű módosulására számíthatunk.

Az átmeneti évszakok átlaghőmérséklete egymástól eltávolodik: míg a múltban egymáshoz közeli átlaghőmérsékletek jellemezték őket, addig a jövőben az őszi nagyobb változások miatt úgy tűnik, jobban elkülönülnek majd egymástól, s összességében melegebb őszőkre számíthatunk.

Az A1B forgatókönyv esetén folyamatos adatsort vizsgálhatunk, így ott feltüntetettük a változások lineáris trendjét is, mely minden évszakban pozitív, 95%-os szinten statisztikailag szignifikáns, mértéke pedig nyáron a legnagyobb ( $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{évtized}$ ). A kapott trendértékeket érdemes összevetnünk a jelenlegi éghajlatra és annak már ismert változásaira vonatkozó ismereteinkkel, melyhez *Lakatos & Bihari (2011)* eredményeit használjuk fel. A műszeres mérések kezdete óta térségünkben az 1980-tól napjainkig tartó periódus a legintenzívebb melegedés korszaka, a jelen éghajlat és a változás sebessége leginkább ezzel jellemezhető. Magyarországi homogenizált hőmérsékleti idősorok országos átlaga alapján elmondható, hogy a melegedési tendenciát leginkább a nyarak hőmérséklete tükrözi. 1980 és 2009 között csaknem  $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ot emelkedett a nyári középhőmérséklet (*Lakatos & Bihari, 2011*), mellyel szinte teljesen egyező (az eltérés  $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ -on belüli) értéket kaptunk ugyanezen időszakra a modellszimuláció alapján is. Ez a detektált trend nagyobb, mint a PRECIS modellel az évszázad végére az A1B forgatókönyv figyelembevételével számított melegedés üteme, ami a változás kismértékű lassulását vetíti előre.

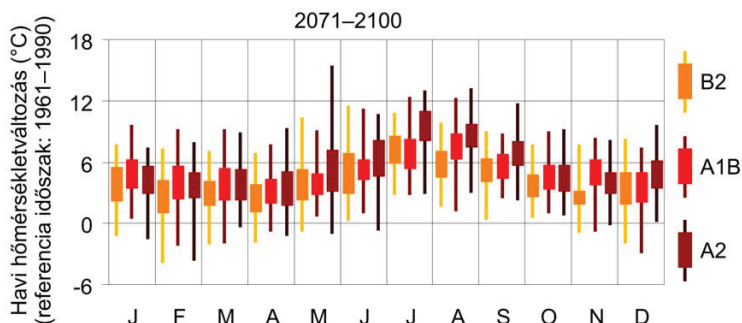


4.19. ábra: Az évszakos átlaghőmérséklet (°C) változékonysága a modellszimulációk során. Szaggatott vonal jelzi az 1961–1990, 2021–2050 és 2071–2100 közötti időszakok átlagát. Az A1B szimuláció esetén az egyenes vonalak az illetékt lineáris trendet mutatják.

A 4.20. ábra a 4.19. ábrához képest térbeli gyakoriságra vonatkozó információt is hordoz: rajta a 2071–2100-ra várható havi hőmérsékletváltozások magyarországi rácspontokra számított értékeiből meghatározott Box-Whisker diagramokat láthatjuk mindhárom vizsgált szcenárió esetén. A kis téglalapok a teljes minta alsó és felső kvartilisét, a függőleges vonalak pedig a minta minimumát és maximumát jelzik. Az alsó kvartilis értéke minden esetben 0 °C felett helyezkedik el, amely a várható hőmérséklet-emelkedést jelzi. Ahol a minimum 0 °C



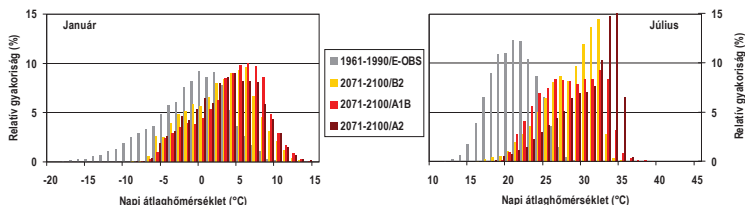
alatti, az azt jelzi, hogy lehetnek majd olyan térségek, illetve időszakok, ahol és amikor még nem haladja meg a hőmérséklet az 1961–1990 időszak átlaghőmérsékletét, de ez az előző, átlagos viselkedésre vonatkozó kijelentéseinknek nem mond ellent. A téli hónapokban, elsősorban decemberben és februárban előfordulhat akár 3–4 °C-os negatív anomália is, így a fagypont alatti havi átlaghőmérsékletű hónapok nem tűnnek el teljesen az ország egész területéről, bár a korábbinál ritkábbá válhatnak. A kis téglalapok reprezentálják az adatok középső 50%-át; minél hosszabbak, annál nagyobb a rácsponthoz tartozó értékek szórása. A különböző scenáriók esetén az adatok középső felének szórása nagyságrendileg azonos, átlagosan 2–4 °C körüli.



**4.20. ábra:** A magyarországi rácspontokban várható havi hőmérsékletváltozások (°C) eloszlása 2071–2100-ra (referencia-időszak: 1961–1990)

Megvizsgáltuk a szimulált napi középhőmérsékletek várható havi gyakoriságváltozásait, s eredményeink közül a leghidegebb (január) és a legmelegebb (július) hónapokra vonatkozó elemzést mutatjuk be a 4.21. ábrán. Mindkét hónapban számíthatunk az eloszlások pozitív irányba történő eltolódására, valamint júliusban a sűrűségfüggvény alakjának jelentős megváltozására is. Amíg január hónapra a jövőbeli forgatókönyvek hasonló eloszlásokat jeleznek előre, addig júliusban eltérést figyelhetünk meg közöttük: noha a három forgatókönyv mindegyike a magasabb hőmérsékleti tartományok irányába történő eltolódást mutatja, azok mikéntje igen eltérő. Míg az A1B scenárió esetén a sűrűségfüggvény szélesebb és alacsonyabb lesz (a 25 és 34 °C közötti, 1 °C felbontású intervallumok egyenként nagyjából 8%±1%-os relatív gyakorisága olvasható le a diagramról), addig a másik két forgatókönyvvel számított sűrűségfüggvények erősen aszimmetrikussá válnak: a függvények a relatív gyakoriság maximumáig (melynek értéke 14%, illetve 17%, előfordulása 33–35 °C közötti) monoton nőnek, hogy aztán hirtelen csökkenjenek le 1% alá. Megjegyeztük, hogy

korábbi vizsgálatainkban (Piecza et al., 2011b) ennél kisebb különbséget tapasztaltunk az egyes scenáriók között, a sűrűségfüggvények mindegyike jó közelítéssel szimmetrikusnak volt tekinthető. A változást a korrekciós eljárás bevezetése okozza, mely kiszűrte a nyers modelloutputok 40–45 °C-ot is meghaladó napi középhőmérsékleteit. Azt reméljük, hogy a módszer alkalmazásával hazánk jövőbeli éghajlatát az eddigieknél realisabban írhatjuk le.

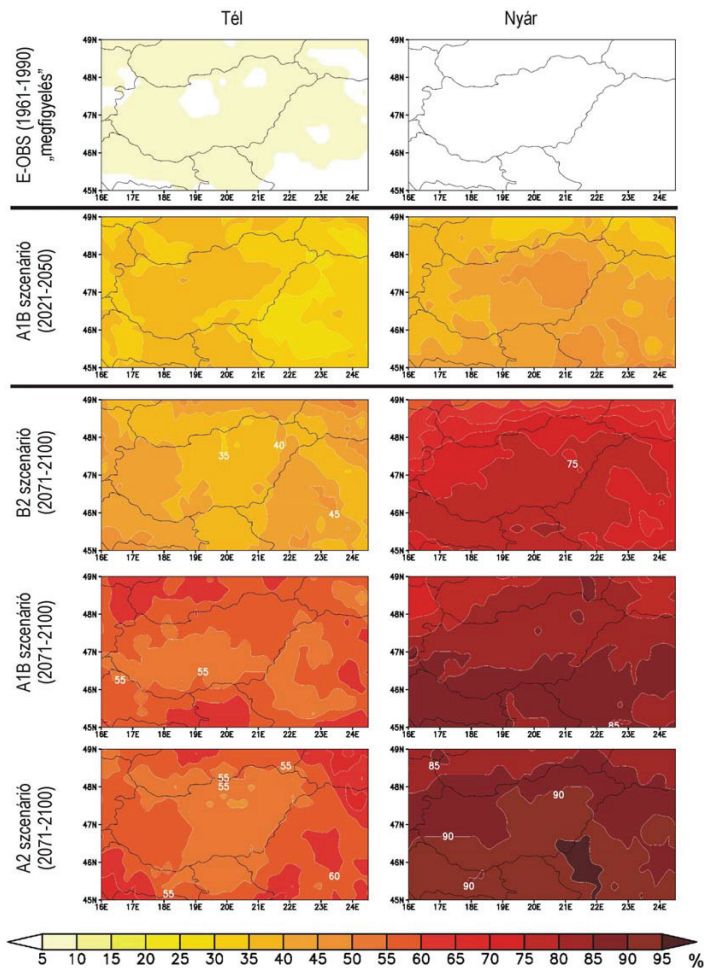


**4.21. ábra:** A szimulált napi középhőmérsékletek havi gyakoriságváltozásai a 2071–2100 közötti időszakra januárban (bal oldalon) és júliusban (jobb oldalon)

Annak érdekében, hogy az éghajlati paraméterek eloszlásának megváltozásáról ne csak időbeli, hanem térbeli információkat is szolgáltatassunk (ezáltal megjelenítve az ország egyes régiói közötti különbségeket), egy speciális vizsgálati módszert dolgoztunk ki. A módszer célja annak meghatározása, hogy a múlt átlagától vett jövőbeli eltérés bizonyos küszöbértékeket milyen gyakorisággal fog meghaladni a modellszámítások alapján.

A 4.22. ábra megjeleníti a +4 °C-nál nagyobb hőmérsékleti anomáliák előfordulási gyakoriságának területi eloszlását a téli és nyári hónapokra a jelen (1961–1990) klimatikus viszonyok mellett, valamint a 2021–2050-es és a 2071–2100-as jövőbeli időszakra. A felhasználók számára értékes információt adhat, hogy az adott küszöbértékek túllépésének gyakorisága az ország mely területein milyen mértékben változhat a jövőben. A múltban a téli hónapokban a +4 °C-ot meghaladó pozitív anomáliák a teljes időszak 5–10%-ában fordultak elő, az év többi részében a jelenség előfordulásának gyakorisága még az 5%-ot sem érte el. A PRECIS modell szerint mindkét vizsgált jövőbeli időszakban igen jelentős lesz a múltbeli átlagos hőmérsékletnél legalább +4 °C-kal magasabb havi átlaghőmérsékletek előfordulási gyakorisága. A 2071–2100-ra télen várható változás kisebb mértékű (35–60% közötti), mint a nyáron várható (80–100%), ez igaz minden scenárió esetén. A közelebbi jövőben várható változás még kisebb mértékű (2021–2050-re télen 30–40%, míg nyáron 35–50%). A térbeli szerkezetben nyáron megfigyelhető É-D irányú gradiens a délebbi területek nagyobb melegedését valószínűsíti. A térképsorozatról leolvasható következtetések összhangban

vannak az előzőekben bemutatott eredményeinkkel is. Megjegyzendő, hogy a korrekció nélkül végrehajtott számításokhoz képest (Piecza et al., 2011b) nem tapasztaltunk nagy eltérést sem az értékek, sem a térbeli szerkezet tekintetében.



4.22. ábra: A 4 °C-nál nagyobb havi hőmérsékleti anomáliák előfordulási gyakorisága télen (bal oldalon) és nyáron (jobb oldalon), referencia-időszak: 1961–1990.

Az éghajlat változásának vizsgálatakor nem csak az átlagértékek elemzése fontos, kiemelt jelentőségű, hogy a szélsőségek várható változásával is foglalkozunk, mivel az ezekhez való alkalmazkodás körülméit tervezést, komoly felkészülést igényel. Így a továbbiakban bemutatjuk a napi minimum- és maximumhőmérsékletre, valamint a hőmérsékleti extrém indexekre vonatkozó modelleredményeinket.

Az átlaghőmérséklet-becslések validációját korábban már elvégeztük. Mivel a minimum- és maximumhőmérséklet átlagos hibái az átlaghőmérsékletéhez hasonlóak mind értéküket, mind pedig térbeli előfordulásukat tekintve, így annak bemutatásától a továbbiakban eltekintünk.

Megvizsgálva a 4.3. táblázatot azt láthatjuk, hogy a PRECIS szimulációk szerint a minimum- és maximumhőmérsékletek közel azonos ütemben fognak emelkedni (a nyár kivételével a különbség köztük legfeljebb 0,4 °C), mely arra utal, hogy az átlagos napi hőingás várhatóan csak kis mértékben módosul a XXI. század során. Nyáron azonban a maximumhőmérséklet a minimumhőmérsékletnél erőteljesebben fog változni. A forgatókönyv választásából eredő bizonytalanság az átlaghőmérsékletnél már látotthoz hasonló, azaz a legnagyobb változás és bizonytalanság is nyáron várható. Az eredmények a minimumhőmérséklet esetén kevésbé szóródnak.

**4.3. táblázat:** Az átlagos évszakos minimum- és maximumhőmérséklet várható változása (°C) a magyarországi rácsponatok átlagában (referencia-időszak: 1961–1990)

<b>Változás (1961–1990 átlagához képest) Minimumhőmérséklet (°C)</b>		<b>Tavas</b>	<b>Nyár</b>	<b>Ősz</b>	<b>Tél</b>
<b>2021–2050</b>	<b>A1B</b>	1,9	3,5	2,3	2,7
<b>2071–2100</b>	<b>B2</b>	2,9	5,3	3,7	3,3
	<b>A1B</b>	3,9	6,3	5,1	4,3
	<b>A2</b>	4,1	7,1	5,0	4,2

<b>Változás (1961–1990 átlagához képest) Maximumhőmérséklet (°C)</b>		<b>Tavas</b>	<b>Nyár</b>	<b>Ősz</b>	<b>Tél</b>
<b>2021–2050</b>	<b>A1B</b>	2,0	4,0	2,1	2,5
<b>2071–2100</b>	<b>B2</b>	3,3	6,6	4,0	3,4
	<b>A1B</b>	3,9	7,2	5,3	4,2
	<b>A2</b>	4,5	8,7	5,2	4,0

A szélsőségek elemzéséhez olyan, ún. extrém indexeket is felhasználtunk, melyek valamilyen előre definiált küszöb átlépésének gyakoriságát mérik. A kiválasztott indexeket és azok definícióját (Kar1 et al., 1999) a 4.4. táblázat foglalja össze.

**4.4. táblázat:** A kiválasztott hőmérsékleti extrém indexek és azok definíciója

Hőmérsékleti index	Definíció
Fagyos napok száma	$T_{\min} < 0\text{ }^{\circ}\text{C}$
Nyári napok száma	$T_{\max} > 25\text{ }^{\circ}\text{C}$
Hőségnapok száma	$T_{\max} > 30\text{ }^{\circ}\text{C}$
Forró napok száma	$T_{\max} > 35\text{ }^{\circ}\text{C}$
Hőségriadós napok száma	$T_{\text{közép}} > 25\text{ }^{\circ}\text{C}$

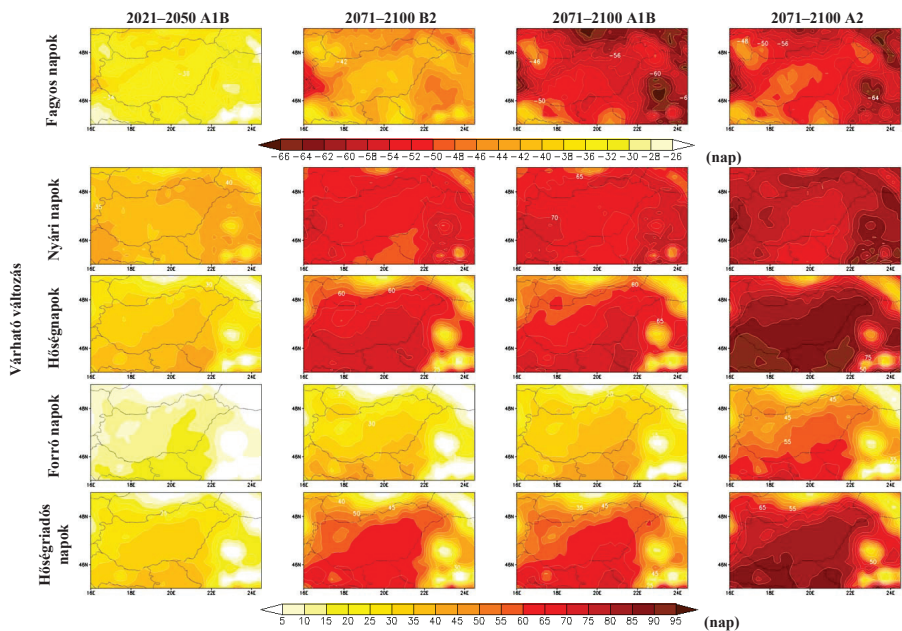
Az előző fejezetben bemutatott korrekció alkalmazása után kiszámítottuk a 4.4. táblázatban ismertetett hőmérsékleti indexeket. Mivel ezek a meteorológiai események jellemzően az év egy meghatározott szakaszában (télen, illetve nyáron) fordulnak elő, az értékelést éves időskálán végeztük el, azt nem bontottuk kisebb (pl. évszakos) szakaszokra.

Az indexek múltbeli magyarországi átlagos éves értékeit, valamint jövőben várható megváltozásukat a 4.5. táblázat foglalja össze. A változás iránya összhangban van a korábbi vizsgálatok eredményével, nevezetesen, a negatív extrémumok előfordulásának csökkenését és a pozitív extrémumok gyakoribbá válását jelzi előre a modell, ami a korábban már bemutatott hőmérsékleti eloszlás eltolódásából következik (ld. 4.21. ábra). Általában minél szélsőségesebb a vizsgált jelenség, annál kisebb a gyakoriságának növekedése (elég, ha összehasonlítjuk a hőség- és forró napokra kapott eredményeket). A változások iránya minden esetben azonos, s nem függ az időszak vagy a forgatókönyv megválasztásától. A várható változás amplitúdója a közeljövőre vonatkozóan nagyjából fele a távoli jövőre számítottnak, és a legtöbb index esetén a scenáriók közötti reláció is alátámasztja korábbi ismereteinket (azaz, a legnagyobb változások az A2 forgatókönyv megvalósulása esetén várhatók, az A1B és B2 scenáriók egymáshoz jóval közelebbi értékeket valószínűsítene). A PRECIS modell a három másik, Magyarországon alkalmazott regionális modellhez képest lényegesen nagyobb változásokat jelez előre (Bartholy et al., 2011).

A 4.23. ábráról a fent említetteken kívül leolvasható egyfajta zonális elrendeződés is, a délebbi térségekben valószínűsíthető nagyobb változásokkal. Az is megfigyelhető, hogy a hegységekben, a magasabban fekvő területeken a meleg hőmérsékleti szélsőségeket jellemző indexek sokkal kisebb mértékű növekedése várható (mely százalékban kifejezve múltbeli előfordulásukhoz képest még így is igen jelentős), a fagyos napok számában várható változás azonban az átlagosnál nagyobb.

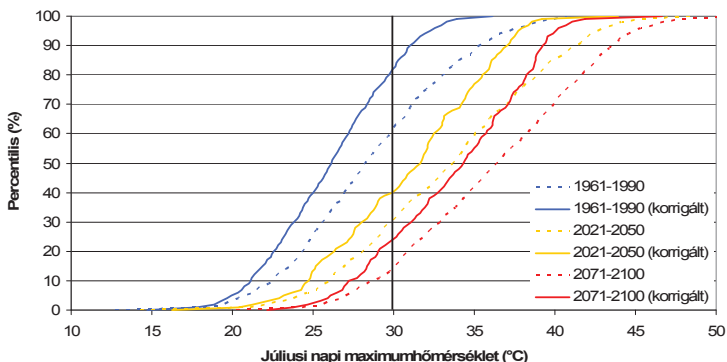
**4.5. táblázat:** Extrém hőmérsékleti indexek múltbeli (1961–1990) előfordulásának és jövőbeli várható változásának magyarországi átlaga

	Átlagos érték (nap)	Átlagos változás (nap)			
Hőmérsékleti index (Definíció)	1961–1990 E-OBS	2021–2050 A1B	2071–2100 B2	2071–2100 A1B	2071–2100 A2
Fagyos napok száma ( $T_{\min} < 0\text{ °C}$ )	93	-35	-43	-54	-51
Nyári napok száma ( $T_{\max} > 25\text{ °C}$ )	67	38	66	68	76
Hőségnapok száma ( $T_{\max} > 30\text{ °C}$ )	14	34	68	65	86
Forró napok száma ( $T_{\max} > 35\text{ °C}$ )	0,3	12	30	34	53
Hőségriadós napok száma ( $T_{\text{közép}} > 25\text{ °C}$ )	4	30	59	59	80



4.23. ábra: Hőmérsékleti indexek várható változása az 1961–1990-es referencia időszakhoz képest

Várakozásainkkal ellentétben a korrekció alkalmazása nem mindig csökkentette az átlagos várható változásokat (a korrigálatlan esettel összehasonlítva – melyet terjedelmi okokból nem mutatunk be – például a hőségnapok számának alakulásában növekedést tapasztaltunk). Ennek magyarázataként tekintsük a 4.24. ábrát, mely egy adott rácspontra vonatkozóan a júliusi napi maximumhőmérséklet eloszlását mutatja a vizsgált időszakokban, mind a korrigált (folytonos vonal), mind a korrigálatlan modelleredményekre (szaggatott vonal). Az ábrán függőleges vonal jelzi azt a szintet, ahol az eloszlásfüggvények átlépik a 30 °C-ot, ebből megállapítható, hogy a vizsgált időszaknak mekkora hányadában fordul elő hőségnap a modell szerint. Látjuk, hogy a korrekció csökkentette ezen esemény előfordulásának értékét (hiszen ugyanazon időszak esetén a korrigált adatokhoz magasabb percentilis-értékek tartoznak, mint a korrigálatlanokhoz). Míg azonban a 30 °C-os érték átlépése a múlt esetén 20 percentilissel korrigálódott (63-ról 83-ra), addig ez a jövőbeli időszakokban csak 10-10 percentilissel mozdult felfelé (31-ről 41-re, illetve 15-ről 25-re), ezáltal a köztük lévő abszolút változás értéke is megnőtt.



**4.24. ábra:** Júliusi maximumhőmérséklet ( $\varphi=47,625^\circ$ ,  $\lambda=19,125^\circ$ ) rácspontra vonatkozó empirikus eloszlásfüggvénye – a modell korrigálatlan és korrigált értékei a három vizsgált időszakban, A1B forgatókönyv esetén



#### 4.3.2. A csapadék várható változása a XXI. században

A csapadék mennyiségének megváltozása – annak nagy tér- és időbeli változékonysága miatt – a hőmérsékleténél nagyobb bizonytalansággal jellemezhető. A becült változások sok esetben nem, vagy csak az ország egyes területein szignifikánsak. Előfordul, hogy a három alkalmazott scenárió által prognosztizált változások eltérő előjelűek. Míg az A2 és B2 scenáriók kb. 20%-os éves csapadécsökkenést jeleznek előre az évszázad végére, addig az A1B forgatókönyvnél ilyen nem tapasztalunk. Az eltérések ellenére a különböző szimulációk egységesen a csapadék éven belüli eloszlásának módosulását és a térség szárazabbá válását prognosztizálják a nyári időszakban.

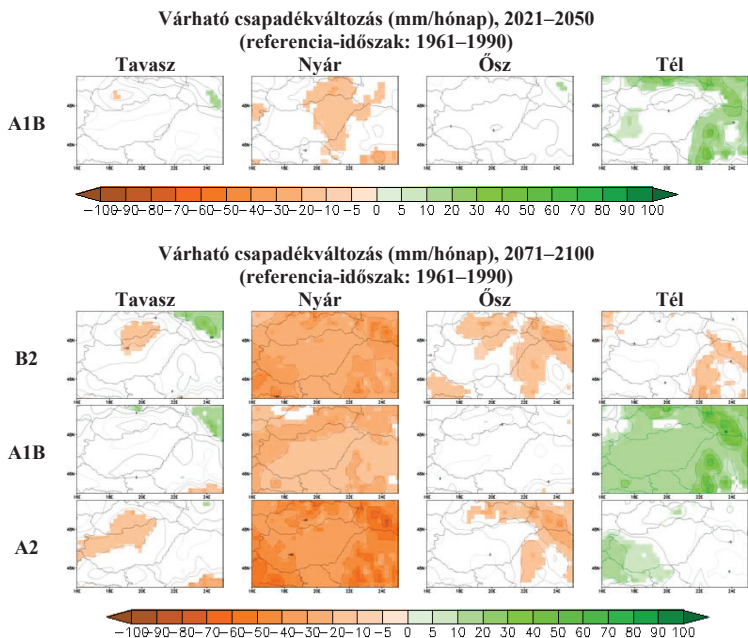
Az évszaksos csapadékösszegekre vonatkozó eredményeinket a 4.6. táblázat összegzi. Az abszolút értékben 10 mm/hónapnál nagyobb változások a magyarországi rácsponctok mindegyikében szignifikánsnak bizonyultak, az ennél kisebbek nem, vagy csak az ország egy részén, mint azt a 4.25. ábrán feltüntettük. A térképeken zöldes árnyalatok jelzik a nedvesebbé, barnás árnyalatok a szárazabbá váló klímát. A térképsorozatból egyértelműen látszik, hogy a legnagyobb mértékű szárazodásra nyáron számíthatunk. A változás a 2021–2050-es időszakra még csak a Tiszántúl térségében szignifikáns, de 2071–2100-ra várhatóan már az ország egész területén az lesz. Ugyan a forgatókönyv választásából származó bizonytalansági intervallum nyáron a legnagyobb, mégis ez az egyetlen olyan évszak, ahol a becült változás előjele egyértelműen negatív mindhárom scenárió esetén. Az teszi ilyen bizonytalanná az elemzést, hogy Magyarország a várható csapadékváltozás szempontjából átmeneti zónában fekszik. Úgy tűnik ugyanis, a PRECIS modell (sok más modellel együtt) nem képes a csupán kismértékű csapadékváltozással jellemezhető területek pontos behatárolására.

**4.6. táblázat:** Az átlagos évszaksos csapadékváltozás (mm/hónap) a magyarországi rácsponctok átlagában (referencia-időszak: 1961–1990). Az abszolút értékben 10 mm/hónapnál nagyobb átlagos változásokat szürke háttér jelöli. Zárójelben tüntettük fel a változások relatív értékét.

Változás (1961–1990 átlagához képest) Csapadék (mm/hónap)		Tavaszi	Nyár	Ősz	Tél
2021–2050	A1B	1 (2%)	-10 (-17%)	4 (8%)	6 (13%)
	B2	-5 (-8%)	-28 (-43%)	-8 (-18%)	-2 (-6%)
2071–2100	A1B	3 (5%)	-19 (-33%)	-2 (-4%)	15 (34%)
	A2	-8 (-13%)	-37 (-58%)	-4 (-8%)	5 (14%)

A XXI. század végére becsült hőmérsékletváltozás esetében megfigyeltenél ellentétben a szcenáriók (valamint az azokba beépített CO<sub>2</sub>-koncentráció) és a változás nagysága között nincs szoros összefüggés, ez a köztük lévő kapcsolat nemlineáris jellegére utal. Noha a tél csapadékvizszoynainak jövőbeli alakulása a nyáránál bizonytalanabb, a PRECIS modell szimulációi az évszak nedvesebbé válását jelzik, ami összhangban van a PRUDENCE projekt hazánkra vonatkozó eredményeivel (pl. *Christensen & Christensen, 2007, Bartholy et al., 2008*). Ugyan a B2 modellszimuláció 2 mm/hónap mértékű átlagos szárazodást jelez hazánk térségére, a 4.25. ábra térképein azonban látjuk, hogy ez a változás 95%-os szinten statisztikailag nem szignifikáns. A szignifikáns változások a téli éghajlat nedvesebbé válására utalnak: az A1B 2071–2100-ra vonatkozó eredményei szerint az egész országban, a másik két esetben (A1B, 2021–2050, illetve A2, 2071–2100) pedig elsősorban a Dunántúl térségében.

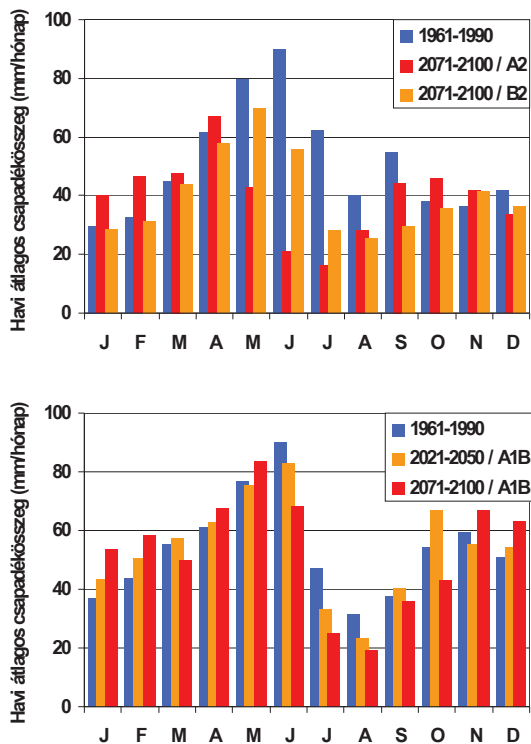
Az átmeneti évszakok várható csapadékváltozásai viszonylag kicsik, nem szignifikánsak, és az egyes szimulációkból adódó eredmények különböző előjelűek. Hasonló eredményeket kaptunk együttes klímamodellzési vizsgálataink során is, azaz a négy, Magyarországon futtatott regionális klímamodell szimulációinak birtokában sem adhatunk biztosabb előrejelzést az átmeneti évszakok várható csapadékmennyiségére (*Bartholy et al., 2011*). Mivel a tavaszi és őszi hónapok meglehetősen eltérők egymástól, így adott évszakon belül a különböző irányú változások elfedhetik egymást. Éppen ezért célszerű megvizsgálni a havi csapadékösszegek valószínűsíthető változását is.



**4.25. ábra:** A várható átlagos évszakos csapadékváltozás (mm/hónap) az egyes időszakokban, évszakokban, a különböző kibocsátási forgatókönyvek esetén 1961–1990 átlagához képest. Fehér színezés jelzi azon rácsponthoz, ahol a változás nem szignifikáns.

A csapadék éven belüli menetét, illetve annak megváltozását a 4.26. ábra mutatja. Az 1961–1990 közötti időszak átlagában Magyarországon a legcsapadékosabbak a késő tavaszi, kora nyári hónapok, melyekben a csapadékmennyiség meghaladja a 60 mm/hónap értéket, a legszárazabbak pedig január és február, 30 mm/hónap körüli átlagos csapadékösszeggel. A PRECIS szimulációk számításai szerint a csapadék éven belüli eloszlása a jövőben valószínűleg módosul. A legszárazabb hónapok többé nem a téli hónapok lesznek, hanem a nyáriak, július és augusztus, 20–30 mm körüli átlagos csapadékösszeggel. Az A2 szcenárió júniusra is igen kevés, 20 mm körüli átlagos értéket valószínűsít, mely mind a múltbeli értéknél, mind a két másik szimuláció eredményénél lényegesen kevesebb. Az év legcsapadékosabb időszaka valamivel előrébb tolódik (A2 esetén áprilisra 65–70 mm/hónap értékkel, B2 esetén április, május, júniusra 55–65 mm/hónap értékkel, A1B esetén ugyanezen időszakokra, 60 mm/hónapot meghaladó értékekkel). A közelebbi jövőben megjelenik egy

októberi másodlagos csapadékmaximum is, bár ezt a többi modellel végzett együttes kiértékelés nem támasztja alá (Bartholy et al., 2011). Az A2 és B2 scenáriók azt valószínűsítik, hogy a csapadék éven belüli eloszlása a jelenleginél valamivel egyenletesebb lesz. Ez a tendencia az A1B scenárió esetén csak évszakos felbontásban prognosztizálható, mivel az adott évszakon belüli hónapok becslült csapadékváltozása egymástól igen eltérő, főként nyáron.

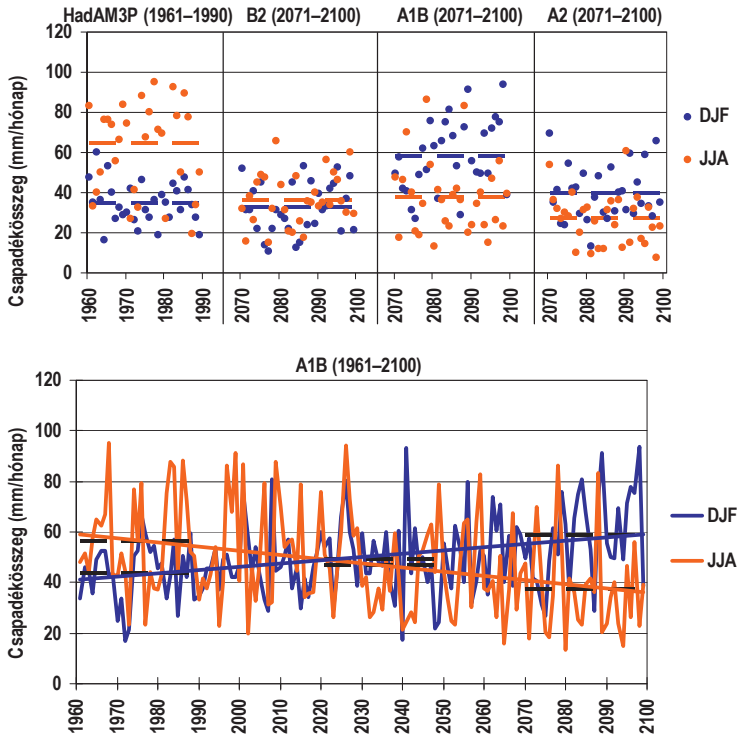


**4.26. ábra:** Havi átlagos csapadékösszeg (mm/hó) az egyes időszakokban, a különböző kibocsátási forgatókönyvek esetén. Kék szín jelöli az ábrán szereplő szimulációkhoz tartozó múltbeli futtatás 1961–1990-es átlagértékét.

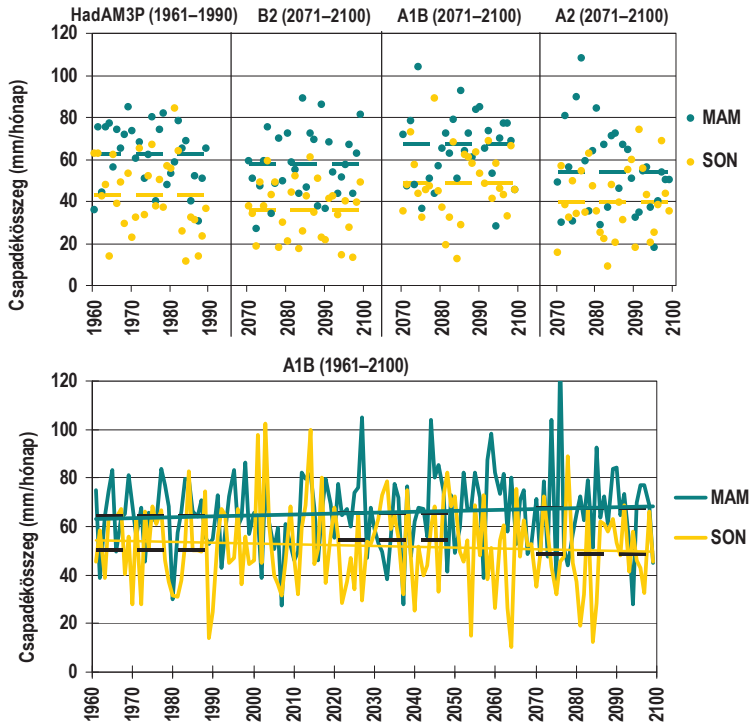
A csapadék változékonyságának alakulását a 4.27. és 4.28. ábrán szemléltetjük. Innen is leolvasható a korábban már említett nyári csapadékösszeg feltételezhető jelentős csökkenése. Ezen kívül az A2 és B2 scenáriók becslései szerint a változékonyság jelentősen (nagyjából a felére) csökken az évszázad végére. Tehát a jövőben sokkal kevesebb kiugróan csapadékos nyárra számíthatunk, az egyes években várhatóan az átlagoshoz közeli értékek lesznek jellemzőek, melyek között váltakozva előfordulnak majd szárazabbak és kevésbé szárazak egyaránt. Erre később, az éghajlati extrémumok elemzésénél még visszatérünk.

Több esetben megfigyelhettük már a csapadéokra vonatkozó elemzések során, hogy az A1B forgatókönyvvel készített futtatás eredményei jellegükben némileg eltérnek a másik két szimuláció eredményeitől. Itt sincs ez másként, a tranziens szimuláció esetén sem 2021–2050-re, sem 2071–2100-ra nem kaptunk jelentős módosulást a nyári változékonyság alakulásában, az átlagértékek várható csökkenését viszont ezen eredmények is alátámasztják.

Az A1B forgatókönyv alkalmazása nyomán előállt évszakos csapadékösszeg idősorok alapján az évszázad közepére a télen és nyáron lehulló csapadék összege és változékonysága várhatóan közel megegyező lesz, az évszázad végére pedig a nyári csökkenésnek és téli növekedésnek köszönhetően a múltbelihez képest fordított éven belüli eloszlás valószínűsíthető (4.27. ábra): átlagosan a tél csapadékosabb lesz, mint a nyár (mely azonban nem jelenti azt, hogy egyes években ne fordulhatna elő ennek ellenkezője). Az átmeneti évszakokban a becslült változás lineáris trendegyütthatója kicsi, és nem szignifikáns (4.28. ábra). A grafikonok alapján a XXI. század folyamán néhány évtizedes időskálán egymással ellentétes irányú tendenciák érvényesülhetnek.



4.27. ábra: Az évszakos átlagos csapadékösszeg (mm/hónap) változékonysága a modellszimulációk során télen és nyáron. Szaggatott vonal jelzi az 1961–1990, 2021–2050 és 2071–2100 közötti időszakok átlagát. Az A1B szimuláció esetén az egyenes vonalak a lineáris trendet mutatják.

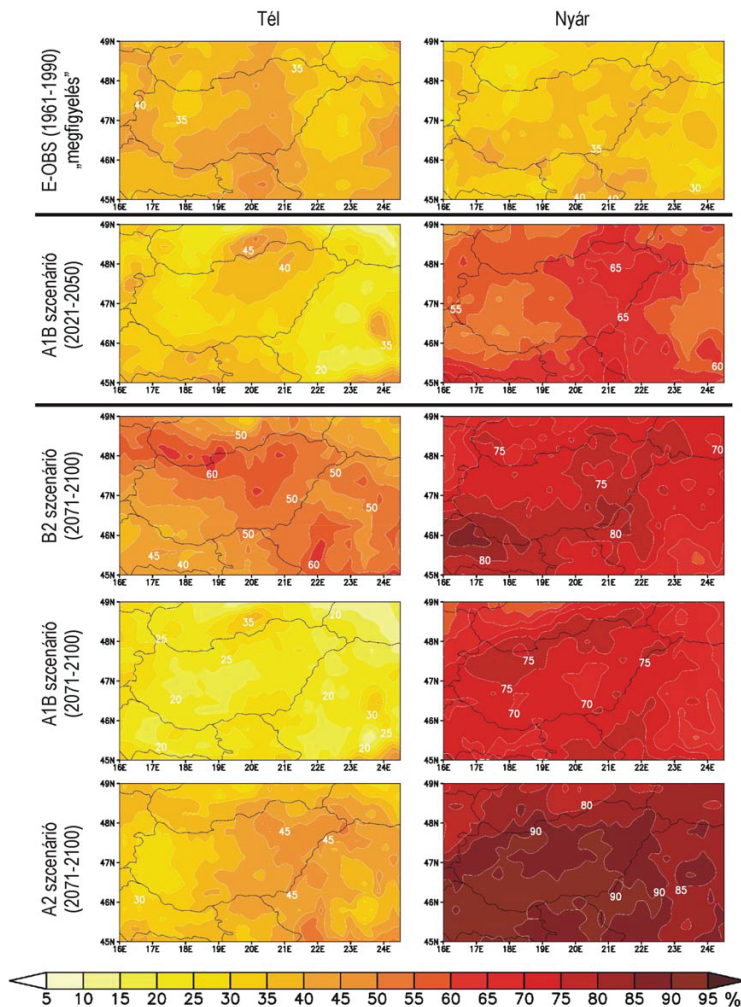


**4.28. ábra:** Az évszakos átlagos csapadékösszeg (mm/hónap) változékonysága a modellszimulációk során tavasszal és ősszel. Szaggatott vonal jelzi az 1961–1990, 2021–2050 és 2071–2100 közötti időszakok átlagát. Az A1B szimuláció esetén az egyenes vonalak a lineáris trendet mutatják.

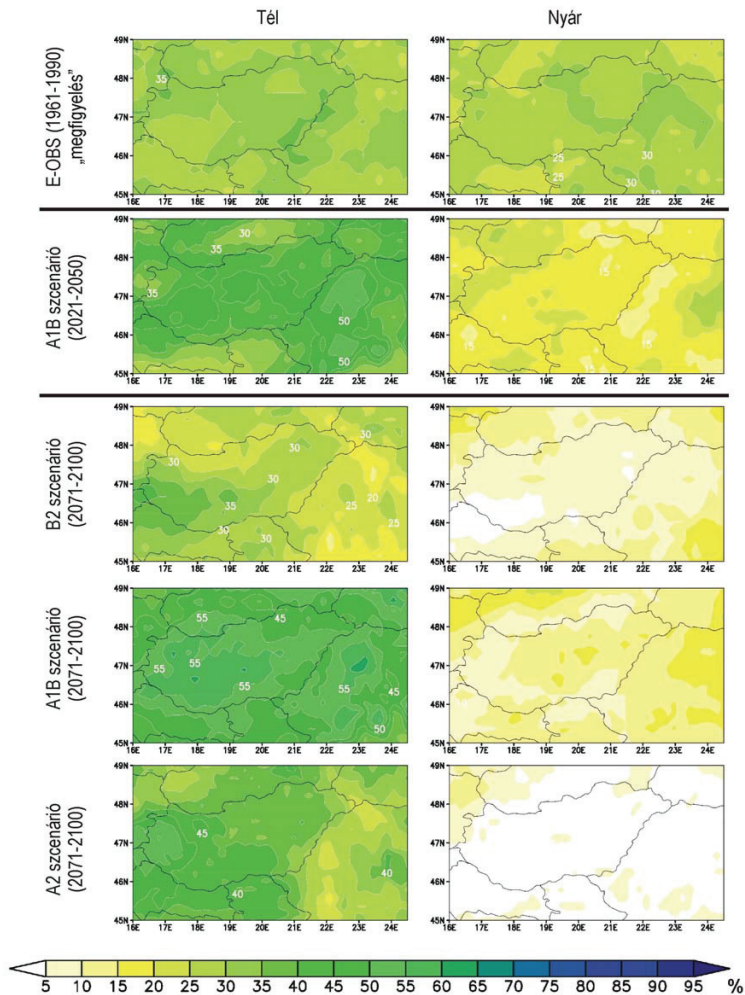
A PRECIS modell nyárra egyértelműen az éghajlat szárazabbá válását valószínűsíti a Kárpát-medence térségében, melyet jelez a negatív havi anomáliák gyakoriságnövekedése: 30–40%-ról 80–90%-ra az A2, 70–80%-ra a B2 és A1B esetén (4.29. ábra), s a pozitív anomáliák gyakoriságcsökkenése az ország egész területén: 25–30%-ról 0–10%-ra az A2, 0–20%-ra a B2 és az A1B esetén (4.30. ábra). 2021–2050-re kisebb változások várhatók, mint 2071–2100-ra, bár úgy tűnik, a változások nem lesznek lineárisak: a nyári szárazodás gyorsabban játszódik majd le, mint a telek csapadékosabbá válása. A térképsorozat alapján elmondható, hogy az A2 forgatókönyv esetén nagyobb mértékű gyakoriságváltozásra számíthatunk, mint akár a B2, akár az A1B scenárió esetén.

A téli évszakra várható változások nem egyirányúak és sokkal kisebbek, de a korábban már említett téli csapadéknövekedés leolvasható az A2 scenárió esetén a Dunántúlra (25–35%-ról 50%-ra), az A1B esetén pedig az egész ország térségére (45–60%-ra). Az A2 figyelembevételével futtatott szimulációban a téli hónapokban a csapadékosabb időszakok gyakoriságnövekedése az egész ország területén valószínűsíthető, míg a száraz időszakok gyakoriságcsökkenésére elsősorban a Dunántúl térségében számíthatunk. Az A1B scenárió esetén a jelenség még hangsúlyosabb és várhatóan az egész országra kiterjed.





4.29. ábra: A 20%-ot meghaladó havi negatív csapadék anomáliák ( $\Delta P < -20\%$ ) előfordulási gyakorisága télen (bal oldalon) és nyáron (jobb oldalon), referencia-időszak: 1961–1990.



4.30. ábra: A 20%-ot meghaladó havi pozitív csapadék anomáliák ( $\Delta P > +20\%$ ) előfordulási gyakorisága télen (bal oldalon) és nyáron (jobb oldalon), referencia-időszak: 1961–1990.

A csapadékextrémumok vizsgálatához éghajlati indexeket (*Karl et al., 1999*) is felhasználtunk. Ezek különböző küszöbértékeket meghaladó napi csapadékesemények éves, évszakos számát vizsgálják, a csapadék intenzitásáról, illetve a csapadékhányról szolgálnak információval. Amint az a 4.7. táblázatból leolvasható, a múltbeli időszak a modellre a csapadék esetén is jellemző a felülbecslés (a CDD index kivételével), azonban a relatív hibák értéke a hőmérsékleti indexekénél kisebb, ezért itt külön korrekciós eljárást nem alkalmaztunk. Mégsem tanácsos a jövőbeli időszakokra a várható abszolút értékek megadása, így a táblázatban a várható változásokat tüntettük fel az index mértékegységében (mely az intenzitásnál mm/nap, a többi indexnél pedig nap). Az átmeneti évszakokban valószínűsíthető változások kevés kivételtől eltekintve nem szignifikánsak (és amelyek igen, azok is jóval kisebbek a nyári értéknél), így azok a dolgozatban nem kerülnek bemutatásra.

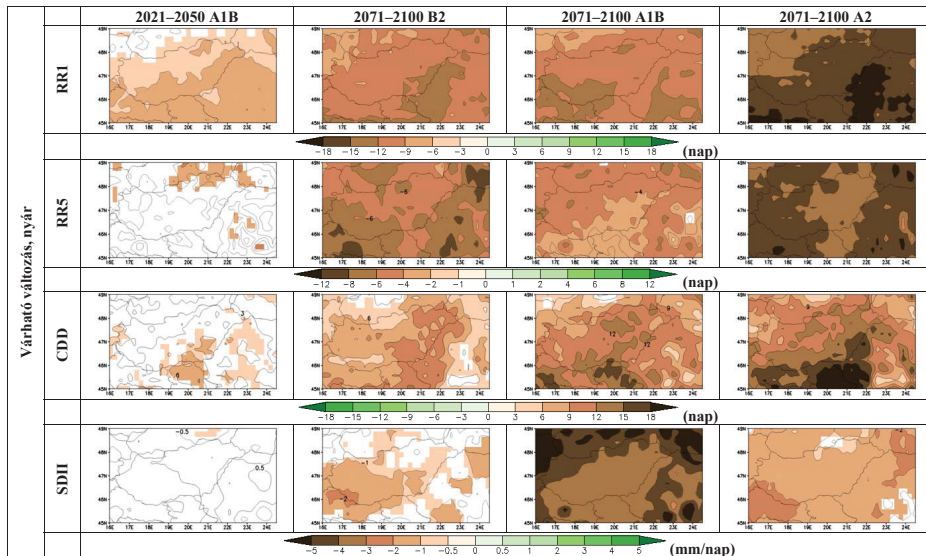
A modelleredmények szerint a jövőben éves szinten kevesebb csapadékos napra számíthatunk, a leghosszabb csapadékmentes időszak (CDD) is növekedni fog, így az aszályhajlam megerősödésére, szárazodásra kell számítanunk (4.7. táblázat). A csökkenés az RR1, az RR5 és a CDD index esetén is elsősorban nyárra tehető, mint az a 4.31. és 4.32. ábráról leolvasható. A változás a közeljövőben kisebb mértékű, az évszázad végére számított érték pedig függ a forgatókönyv választásától, leghangúlyosabb az A2 szcenárió alkalmazásakor.

Nem egyértelműek a változások a nagyobb csapadékok esetében. Az A1B szimuláció alapján a csapadékos napok éves számának csökkenésével egyidőben a nagy csapadékos helyzetek gyakorisága megnő, és így a csapadék intenzitása is növekszik. Ezt a másik két forgatókönyvvel készített futtatás nem jelzi: a kevesebb és több csapadékkal járó időjárási helyzetek száma egyaránt csökken, az (éves) intenzitás pedig nem változik, vagy nagyon kicsit csökken. A csapadékintenzitás éven belüli eloszlásának módosulását figyelhetjük meg a 4.31. és 4.32. ábrán: míg nyáron az intenzitás csökkenése, addig télen annak növekedése valószínűsíthető a modelleredmények alapján, mely a csapadék éven belüli eloszlásának megváltozásával – a nyár szárazabbá, a tél csapadékosabbá válásával – magyarázható. A nagy csapadékkal együtt járó időjárási helyzetek esetén egyedül a nyári csökkenés egyértelmű mindhárom forgatókönyv alapján, melyet az A1B szimuláció esetén ellensúlyoz a téli növekedés.

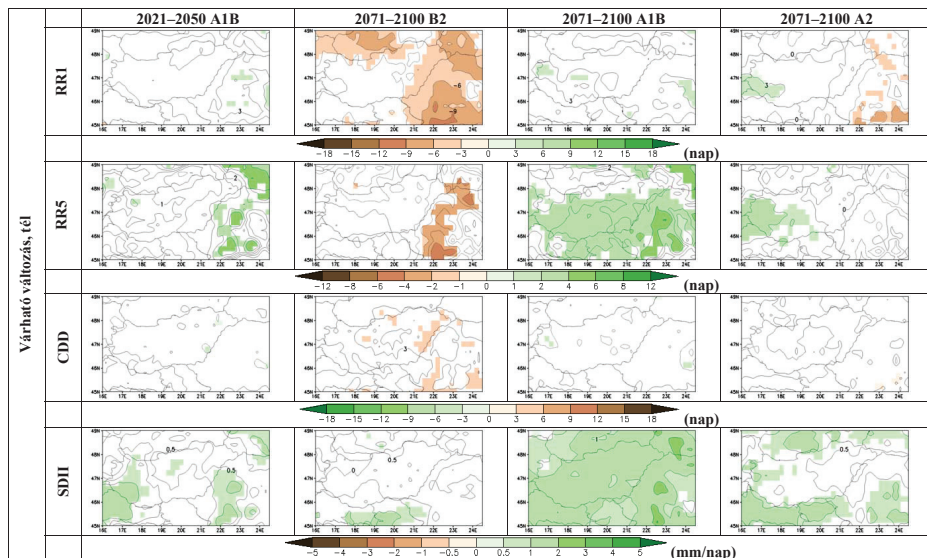
Kapott eredményeink a csapadékindexek PRUDENCE-outputok alapján hazánkra számított tendenciáival (*Bartholy et al., 2008*) összhangban vannak.

**4.7. táblázat:** A kiválasztott csapadék indexek éves értéke és jövőbeli várható változásának értéke a magyarországi rácsponatok átlagában mérések (E-OBS adatbázis) és a PRECIS szimulációk alapján

Csapadék index (Definíció)	Átlagos érték			Átlagos változás			
	1961–1990 E-OBS	1961–1990 HadAM3P	1961–1990 HadCM3Q0	2021–2050 A1B	2071–2100 B2	2071–2100 A1B	2071–2100 A2
<b>RR1</b> ( $R_{nap} > 1 \text{ mm}$ )	106 nap	105 nap	114 nap	-8 nap	-21 nap	-15 nap	-24 nap
<b>RR5</b> ( $R_{nap} > 5 \text{ mm}$ )	36 nap	38 nap	41 nap	-1 nap	-8 nap	-2 nap	-10 nap
<b>RR10</b> ( $R_{nap} > 10 \text{ mm}$ )	11 nap	15 nap	15 nap	2 nap	-3 nap	2 nap	-3 nap
<b>RR20</b> ( $R_{nap} > 20 \text{ mm}$ )	1,3 nap	3,0 nap	2,7 nap	0,9 nap	-0,7 nap	1,3 nap	-0,2 nap
<b>CDD</b> ( $\text{Max}(R_{nap} < 1 \text{ mm})$ )	28 nap	27 nap	23 nap	3 nap	5 nap	10,5 nap	9 nap
<b>SDII</b> ( $R_{\text{évs}}/RR1$ )	$4,8 \left( \frac{\text{mm}}{\text{nap}} \right)$	$5,5 \left( \frac{\text{mm}}{\text{nap}} \right)$	$5,4 \left( \frac{\text{mm}}{\text{nap}} \right)$	$0,4 \left( \frac{\text{mm}}{\text{nap}} \right)$	$-0,1 \left( \frac{\text{mm}}{\text{nap}} \right)$	$0,7 \left( \frac{\text{mm}}{\text{nap}} \right)$	$-0,0 \left( \frac{\text{mm}}{\text{nap}} \right)$



4.31. ábra: Csapadékindexek várható változása nyáron (1961–1990 átlagához képest). Fehér színezés jelzi azon rácspontokat, ahol a változás nem szignifikáns.



4.32. ábra: Csapadékindek várható változása télen (1961–1990 átlagához képest). Fehér színezés jelzi azon rácspontokat, ahol a változás nem szignifikáns.

## 5. Összefoglalás

Az IPCC jelentései (IPCC, 2001, 2007) modelleredmények és elméleti megfontolások alapján az éghajlatváltozás által veszélyeztetett területek közé sorolják Közép-Kelet-Európa országait. A globális modellek durva térbeli felbontása nem teszi lehetővé Magyarország régióira az éghajlat megváltozásának számszerűsítését, a finomabb felbontású regionális klímamodellek eredményei pedig csak néhány éve elérhetők számunkra. A nemzetközi projektekkel egyidőben az ELTE Meteorológiai Tanszékén elkezdődtek a PRECIS modell adaptálását célzó kísérletek, majd a modellvalidáció után elindultak a Kárpát-medence térségére vonatkozó jövőbeli klímaszimulációk is. A futtatások nemzeti viszonylatban egyedülálló módon három emisszió forgatókönyvre (A2, A1B, B2) készültek el.

Doktori kutatásom során elvégeztem a Kárpát-medence (azon belül pedig elsődlegesen Magyarország) térségére a PRECIS finom felbontású regionális klímamodell felhasználásával a fenti három éghajlati scenárióra az éghajlati becsléseket, valamint azok részletes elemzését. Értékeltem az 1961–1990 múltbeli referencia időszakra, hogy a PRECIS modell mennyire képes hazánk térségének éghajlatát leírni, reprodukálni. Ezt összehasonlítottam a meghajtó globális modell eredményeivel, és elvégeztem a három különböző kezdeti- és peremfeltétellel indított szimuláció érzékenységvizsgálatát.

A kiválasztott meteorológiai változók éven belüli menetének elemzése során megállapítottuk, hogy a PRECIS modell hazánk éghajlatának fő jellegzetességeit kellő pontossággal írja le. Legnagyobb egyezés az ERA-40 adatbázissal – mint „tökéletes peremfeltétellel” – meghajtott szimuláció esetén figyelhető meg, mely arra enged következtetni, hogy a modell pontos bemeneti adatok megadása esetén képes az éghajlat valósághű leírására. Ennek ellenére fontos megjegyeznünk: abból a tényből, hogy egy ismert múltbeli időszak éghajlatát mennyire pontosan szimulálta a modell, a légköri folyamatok nemlineáris természete miatt még nem következik, hogy hibája a jövőre vonatkozó szimulációknál is ugyanakkora marad.

Az 1961–1990 időszakra vonatkozó átlagos magyarországi évszakos hibák az E-OBS adatbázishoz képest többnyire 1 °C, illetve 10 mm/hónap alatt maradnak. Mindhárom modellszimuláció esetén kaptunk azonban ennél jóval nagyobb hibákat is: tavasszal a csapadék felülbecslése 18-21 mm/hónap, nyáron pedig a hőmérsékleté 2-3 °C. A kapott hibaértékek azonos nagyságrendűek a Magyarország térségére adaptált három másik regionális klímamodell (ALADIN, RegCM, REMO) esetében is (Bartholy et al., 2011),

melyeknél néhány szimuláció esetén szintén fellelhető a jelentős tavaszi csapadék- és nyári hőmérsékleti felülbecslés.

Az elemző vizsgálatok egyik alapkérdése az volt, hogy a regionális modell eredményei mennyiben nyújtanak lényegileg új információt az azt meghajtó globális modell outputjaihoz képest. A regionális modellek segítségével a finomabb térbeli felbontás miatt értelemszerűen jóval részletesebb információkat kaptunk. A regionális és a globális modellszimulációk eredményei összhangban vannak. Annak számszerűsítésére, hogy a többlet információ mennyiben a finomabb felbontás, és mennyiben a részletesebb, pontosabb fizikai parametrizáció eredménye, kiszámítottuk a modellek ún. hozzáadott érték indexét. Azt tapasztaltuk, hogy a regionális skálán történő modellezés elsősorban a csapadék alakulásában fejt ki jelentősebb módosító hatást, és ezáltal javítja a globális modellel kapott eredményeket. Így alkalmazása mindenképpen indokolt térségünkben is.

A modell validálásába az átlagértékek vizsgálatán kívül a szélsőségek elemzését is bevontuk éghajlati indexek alkalmazása segítségével. Ennek során megállapítható, hogy a PRECIS a hőmérsékleti szélsőségek eloszlását az átlagértékekkel szemben kevésbé sikeresen szimulálja, ezért szükség van a hibákat mérsékelő előkészítő lépésre. Erre a célra a havi percentilisek illesztésén alapuló hibakorrekciós módszert (*Formayer & Haas, 2010*) alkalmaztuk. A korrekció alkalmazásával kapott értékek már megfelelő mértékű egyezést mutattak a megfigyelésekkel, így ezután már lehetővé vált a szélsőségek vizsgálata.

Mivel nem ismerhetjük előre, hogy milyen társadalmi, gazdasági változások várhatóak ebben az évszázadban, ezért szinte lehetetlen pontosan megbecsülni az emberi tevékenységből eredő többletkibocsátás mértékét. E folyamatok bizonytalanságát három kibocsátási forgatókönyv alkalmazásával közelítettük: egy optimista (B2), egy pesszimista (A2) és egy közepesnek tekinthető (A1B) emisszió scenárió (*Nakicenovic et al., 2000*) futtatását végeztük el a 2071–2100 időszakra. Mivel a nemzetközi vizsgálatok azt mutatják, hogy a forgatókönyv megválasztása elsősorban a távolabbi jövőben, évszázados skálán fejt ki hatását (*Hawkins & Sutton, 2009*), ezért az elkövetkező néhány évtizedre csak az A1B scenáriót figyelembe vevő szimulációt készítettük el. Ezt azonban nem csak egy kiválasztott időszakra, hanem tranziens módon, egy folyamatos, 150 év (1950–2100) hosszúságú időszakra futtattuk.

A modellszimuláció eredményein számos statisztikai elemzést, illetve szignifikancia vizsgálatot végeztünk el. Legfontosabb megállapításainkat a hőmérsékletre vonatkozóan a következőképpen összegezhettük:

- A közeljövőben kisebb ütemű változás valószínűsíthető, mint az évszázad végén.



- A szimulációk az átlaghőmérséklet emelkedését vetítik előre a XXI. századra a Kárpát-medence térségére éves, évszakos és havi szinten egyaránt. A várható változás minden évszakban és időszakban 95%-os szinten statisztikailag szignifikáns.
- A melegedés a nyári évszakban a legerőteljesebb. A közepes mértékű változást feltételező A1B forgatókönyv figyelembevételével végzett tranziens futtatásból számított nyári melegedési tendenciát a megfigyelések is alátámasztják az 1980 és 2009 közötti időszakban.
- Az ország egészén közel egyenletes lesz a melegedés.
- A fagypont alatti havi átlaghőmérsékletű hónapok a jövőben sem tűnnek el teljesen az ország egész területéről, bár a korábbinál jóval ritkábbá válhatnak.

Vizsgálatainkban az átlagértékek elemzésén kívül kiemelt jelentőségű, hogy a szélsőségek várható változásaival is foglalkozunk, mivel az ezekhez való alkalmazkodás nagy kihívást jelent. A negatív hőmérsékleti indexek előfordulásának csökkenését és a pozitív indexek gyakoribbá válását valószínűsíti a modell: általában minél szélsőségesebb a vizsgált jelenség, annál kisebb a gyakorisági értékek növekedése. Ezen kívül leolvasható egyfajta zonális elrendeződés is, a délebbi térségekben becsült nagyobb változásokkal.

A modellbecslések alapján a csapadékmennyiségek várható változásának jóval nagyobb a bizonytalansága, mint a hőmérséklet esetén. A becsült változások sok esetben nem, vagy csak az ország egy-egy kisebb területén szignifikánsak. Legfontosabb megállapításaink a következők:

- A különböző szimulációk egységesen a csapadék éven belüli eloszlásának módosulását és a térség jelentős mértékű szárazabbá válását prognosztizálják a nyári időszakban. A PRECIS modell szimulációi a téli hónapok nedvesebbé válását jelzik. Az átmeneti évszakok várható csapadékváltozásai viszonylag kicsik, statisztikailag nem szignifikánsak, és az egyes szimulációk eredményei esetenként különböző előjelűek.
- A modelleredmények szerint a jövőben éves szinten kevesebb csapadékos napra számíthatunk és a leghosszabb folyamatos csapadékmentes időszak (CDD) hossza is növekedni fog, így az aszályhajlam megerősödésére, szárazodásra kell felkészülnünk.

A PRECIS regionális klímamoddell elvégzett kísérleteink kiegészítik és megerősítik az éghajlat várható alakulására vonatkozó eddigi információinkat, melyek nemzeti és nemzetközi együttműködések és azok feldolgozása során váltak elérhetővé számunkra. Az elvégzett vizsgálatok újszerűnek tekinthetők abban az értelemben, hogy korábban nem folyt klímamodellelési tevékenység a régióban. Néhány éve indult be a klímadinamikai modellezés az országban, melynek eredményei egyre szélesebb körben kerülnek publikálásra. A PRECIS

modell a vizsgálatok kezdete óta szerepel ebben a munkában, s a három különböző forgatókönyv alkalmazásával nagy mértékben hozzájárul a hazai klímaváltozási felkészülési és alkalmazkodási stratégia kidolgozásához.

A disszertáció egy másik előnye, hogy minden eddigi publikációnál részletesebben mutatja be ezen kutatás eredményeit, hiszen terjedelmi okok miatt az itt ismertetett elemzéseknek csak töredéke kerülhetett be egy-egy korábbi cikkbe vagy előadásba. Még a néhány hete kiadásra került *KLÍMAVÁLTOZÁS – 2011* című könyvbe (Bartholy et al., 2011) sem kerülhettek be bizonyos elemzések eredményei, hiszen annak megírásakor, szerkesztésekor még nem álltak rendelkezésünkre az A1B forgatókönyvre vonatkozó teljes körű eredmények. Így az itt bemutatott eredmények esetenként valódi új információkkal szolgálhatnak a felhasználók számára.

## Köszönetnyilvánítás

Köszönetemet fejezem ki témavezetőmnek, Bartholy Juditnak és konzulensemnek, Pongrácz Ritának a hasznos tanácsokért, konzultációkért, a kutatás és a dolgozat folyamatos figyelemmel kíséréseért. Köszönettel tartozom a Meteorológiai Tanszék munkatársainak az ötletekért, építő jellegű hozzászólásokért, a technikai, szakmai és személyes segítségért. Megköszönöm az Országos Meteorológiai Szolgálat Klimadinamikai Csoportjának az éveken át tartó közös munkát, mely szintén hozzájárult kutatásomhoz. Köszönöm családomnak és barátaimnak, hogy mellettem álltak és támogattak munkám elvégzésében. Végezetül köszönöm egykori tanárainak támogatásukat és útmutatásukat.

Kutatásainkat támogatta az Európai Unió és az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával az „Európai Léptékkel a Tudásért, ELTE-TÁMOP-4.2.1/B-09/1/KMR-2010-0003. A felsőoktatás minőségének javítása a kutatás-fejlesztés-innováció-oktatás fejlesztésén keresztül” pályázat, az Országos Tudományos Kutatási Alapprogramok (OTKA) T-049824, K-69164 és K-78125 számú pályázatai, a Nemzeti Fejlesztési Minisztérium (korábban Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium), az MTA TKI Alkalmazkodás a klímaváltozáshoz című (2006/TKI/246) programja, valamint az NKFP-3A/0082/2004 és az NKFP-6/079/2005 pályázat. A dolgozatban felhasznált E-OBS adatbázist az ENSEMBLES projekt (<http://ensembles-eu.metoffice.com>, 505539) keretében állították elő, melyet az EU FP6 program támogatott. Az E-OBS adatbázis alapját képező állomási adatokat az ECA&D projekt (<http://eca.knmi.nl>), a PRECIS regionális modellt a Brit Meteorológiai Szolgálat Hadley Központja bocsátotta rendelkezésre.

## Felhasznált irodalom

- Ambrózy, P., Bartholy, J., Bozó, L., Hunkár, M., K.Bihari, Z., Mika, J., Németh, P., R.Paál, A., Szalai, S., Kövér, Zs., Tóth, Z., Wantuch, F., Zoboki, J., 2002: *Magyarország éghajlati atlasza*. OMSz, Budapest. 107p.
- Arakawa, A., Lamb, V.R., 1977: Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. In: *Methods in Computational Physics*, **17** (ed.: Chang, J.). Academic Press, New York, pp. 173–265.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., 2004: Extrém csapadékindexek XX. századi tendenciái a Kárpát-medence térségében. *Földtani Kutatás*, **XLI(3-4)**, pp. 57–68.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., 2005: Néhány extrém éghajlati paraméter globális és a Kárpát-medencére számított tendenciája a XX. században. *AGRO-21 Füzetek*, **40**, pp. 70–93.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., 2007: Regional analysis of extreme temperature and precipitation indices for the Carpathian Basin from 1946 to 2001. *Global and Planetary Change*, **57(1-2)**, pp. 83–95.
- Bartholy, J., Matyasovszky, I., Weidinger, T., 2001: Regional climate change in Hungary: a survey and a stochastic downscaling method. *Időjárás*, **105(1)**, pp. 1–17.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Matyasovszky, I., Schlanger, V., 2004: A XX. században bekövetkezett és a XXI. századra várható éghajlati tendenciák Magyarország területére. *AGRO-21 Füzetek*, **33**, pp. 1–18.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Torma, Cs., Hunyady, A., 2006: A regionális éghajlatváltozás modellezése és a PRECIS klímamodell adaptálása. In: *31. Meteorológiai Tudományos Napok – Az éghajlat regionális módosulásának objektív becslését megalapozó klímadinamikai kutatások* (szerk.: Weidinger, T.) OMSZ, Budapest, pp. 99–114.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Gelybó, Gy., 2007: Regional climate change expected in Hungary for 2071–2100. *Applied Ecology and Environmental Research*, **5(1)**, pp. 1–17.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Gelybó, Gy., Szabó, P., 2008: Analysis of expected climate change in the Carpathian basin using the PRUDENCE results. *Időjárás*, **112(3-4)**, pp. 249–264.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Torma, Cs., Pieczka, I., Kardos, P., Hunyady, A., 2009: Analysis of regional climate change modelling experiments for the Carpathian basin. *International Journal of Global Warming*, **1(1-2-3)**, pp. 238–252.
- Bartholy, J., Horányi, A., Krütselyi, I., Pieczka, I., Pongrácz, R., Szabó, P., Szépszó, G., Torma, Cs., 2011: A várható éghajlatváltozás dinamikus modellel eredmények alapján. In: *KLÍMAVÁLTOZÁS – 2011. Klímaszcenáriók a Kárpát-medence térségére* (szerk.: Bartholy, J., Bozó, L., Haszpra, L.), pp. 170–234.

- Brohan, P., Kennedy, J.J., Harris, I., Tett, S.F.B., Jones, P.D., 2006: Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. *J. Geophysical Research*, **111**, D12106.
- Charnock, H., 1955: Wind stress on a water surface. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **81**, pp. 639–640.
- Chen, M., Pollard, D., Barron, E.J., 2003: Comparison of future climate change over North America simulated by two regional models, *J. Geophys. Res.*, **108**(D12), 4348.
- Christensen, J.H., Christensen, O.B., 2007: A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Climatic Change*, **81**, pp. 7–30.
- Christensen, J.H., Carter, T.R., Rummukainen, M., Amanatidis, G., 2007: Evaluating the performance and utility of regional climate models: the PRUDENCE project. *Climatic Change*, **81**, pp. 1–6.
- Christensen, O.B., Christensen, J.H., Machenhauer, B., Botzet, M., 1998: Very high-resolution regional climate simulations over Scandinavia-Present climate. *J. Climate*, **11**, pp. 3204–3229.
- Christensen, O.B., Gaertner, M.A., Prego, J.A., Polcher, J., 2001: Internal variability of regional climate models. *Clim. Dyn.*, **17**, pp. 875–887.
- Collins, M., Booth, B.B.B., Harris, G.R., Murphy, J.M., Sexton, D.M.H., Webb, M.J., 2006: Towards Quantifying Uncertainty in Transient Climate Change. *Clim. Dyn.*, **27**, pp. 127–147.
- Conway, T., Tans, P., 2012: *Trends in Atmospheric Carbon Dioxide*. NOAA/ESRL <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/global.html#global>
- Cox, P.M., Betts, R.A., Bunton, C.B., Essery, R.L.H., Rowntree, P.R., Smith, J., 1999: The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. *Clim. Dyn.*, **15**, pp. 183–203.
- Cullen, M.J.P., 1993: The unified forecast/climate model. *Meteorol. Mag.*, **122**, pp. 81–94.
- Csima, G., Horányi, A., 2008: Validation of the ALADIN-Climate regional climate model at the Hungarian Meteorological Service. *Időjárás*, **112**(3–4), pp. 155–177.
- Déqué, M., 2007: Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario: Model results and statistical correction according to observed values. *Global and Planetary Change*, **57**, pp. 16–26.
- Déqué, M., Jones, R.G., Wild, M., Giorgi, F., Christensen, J.H., Hassell, D.C., Vidale, P.L., Rockel, B., Jacob, D., Kjellström, E., de Castro, M., Kucharski, F., van den Hurk, B., 2005: Global high resolution vs. regional climate model climate change scenarios over Europe: Quantifying confidence level from PRUDENCE results. *Clim. Dyn.*, **25**, pp. 653–670.
- Dickinson, R.E., Errico, R.M., Giorgi, F., Bates, G.T., 1989: A regional climate model for the western United States, *Clim. Change*, **15**, pp. 383–422.

Edwards, J.M., Slingo, A., 1996: Studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large scale model. *Quart J Roy Meteor Soc.*, **122**, pp. 689–719.

Formayer, H., Haas, P., 2010: Correction of RegCM3 model output data using a rank matching approach applied on various meteorological parameters. In: *Deliverable D3.2 RCM output localization methods* (BOKU-contribution of the FP 6 CECILIA project). <http://www.cecilia-eu.org/>

Giorgi, F., 1990: Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *J. Clim.*, **3**, pp. 941–963.

Giorgi, F., 2006: Regional climate modeling: Status and perspectives. *J. De Physique IV*, **139**, pp. 101–118.

Giorgi, F., Bates, G.T., 1989: The climatological skill of a regional model over complex terrain. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, pp. 2325–2347.

Giorgi, F., Mearns, L.O., 1991: Approaches to the simulation of regional climate change: a review. *Rev. Geophys.*, **29**, pp. 191–216.

Giorgi, F., Mearns, L.O., 1999: Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *J. Geophys. Res.*, **104**, pp. 6335–6352.

Giorgi, F., Bates, G.T., Nieman, S.J., 1993: The multi-year surface climatology of a regional atmospheric model over the western United States. *J. Climate*, **6**, pp. 75–95.

Giorgi, F., Brodeur, C.S., Bates, G.T., 1994: Regional climate change scenarios over the United States produced with a nested regional climate model. *J. Climate*, **7**, pp. 375–399.

Giorgi, F., Hewitson, B., Christensen, J.H., Hulme, M., von Storch, H., Whetton, P., Jones, R., Mearns, L.O., Fu, C., 2001: *Regional Climate Information – Evaluation and Projections*. Chapter 10 of Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C.A. (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 583–638.

Gordon, C., Cooper, C., Senior, C.A., Banks, H., Gregory, J.M., Johns, T.C., Mitchell, J.F.B., Wood, R.A., 2000: The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Clim. Dyn.*, **16**, pp. 147–168

Götz, G., 2004: A klíma-probléma tudományos alapjai. In: *Klíma-változás, hazai hatások. Természet Világa Különszám* (szerk.: Mika, J.), **135(2)**, pp. 8–12.

Gregory, D., Rowntree, P.R., 1990: A mass-flux convection scheme with representation of cloud ensemble characteristics and stability dependent closure. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, pp. 1483–1506.

Gregory, D., Allen, S., 1991: The effect of convective downdraughts upon NWP and climate simulations. In: *Ninth conference on numerical weather prediction*, Denver, Colorado, pp. 122–123.

Gregory, D., Kershaw, R., Inness, P.M., 1997: Parametrization of momentum transport by convection II: Tests in single column and general circulation models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **123**, pp. 1153–1183.

Halenka, T., Huth, R., Metelka, L., Farda, A., Mládek, R., Kliegrová, S., Kyselý, J., Sedlák, P., Pokorná, L., Huthová, Z., Janoušek, M., 2004: On the development of a regional climate model for central Europe. In: *Proc. 84th AMS Annual Meeting* [CD-ROM], American Meteorological Society, Boston, 13 pp.

Haszpra, L., Barcza, Z., Hidy, D., Szilágyi, I., Dlugokencky, E., Tans, P., 2008: Trends and temporal variations of major greenhouse gases at a rural site in Central Europe. *Atmospheric Environment*, **42**, pp. 8707–8716.

Haylock, M.R., Hofstra, N., Klein Tank, A.M.G., Klok, E.J., Jones, P.D., New, M., 2008: A European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation. *J. Geophys. Res (Atmospheres)*, **113**, D20119.

Hawkins, E., Sutton, R., 2009: The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **90**, pp. 1095–1107.

Hawkins, E., Sutton, R., 2011: The potential to narrow uncertainty in projections of regional precipitation change. *Clim. Dyn.*, **37(1-2)**, pp. 407–418.

Horányi, A., 2006: Regionális klímadinamikai kutatások: nemzetközi és hazai áttekintés. In: *31. Meteorológiai Tudományos Napok – Az éghajlat regionális módosulásának objektív becslését megalapozó klímadinamikai kutatások*. (szerk.: Weidinger, T.) OMSZ, Budapest, pp. 62–70.

IPCC, 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C.A. (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA. 881p.

IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 996p.

Jacob, D., Bärring, L., Christensen, O.B., Christensen, J.H., de Castro, M., Déqué, M., Giorgi, F., Hagemann, S., Hirschi, M., Jones, R., Kjellström, E., Lenderink, G., Rockel, B., Sánchez, E., Schär, C., Seneviratne, S.I., Somot, S., van Ulden, A., van den Hurk, B., 2007: An inter-comparison of regional climate models for Europe: model performance in present-day climate. *Clim. Change*, **81**, pp. 31–52.

Jones, A., Roberts, D.L., Slingo, A., 1994: A climate model study of indirect radiative forcing by anthropogenic sulphate aerosols. *Nature*, **370**, pp. 450–453.

- Jones, R.G., Murphy, J.M., Noguer, M., 1995: Simulations of climate change over Europe using a nested regional climate model. I: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, pp. 1413–1449.
- Jones, R.G., Murphy, J.M., Noguer, M., Keen, A.B., 1997: Simulation of climate change over Europe using a nested regional climate model. II: Comparison of driving and regional model responses to a doubling of carbon dioxide. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, pp. 265–292.
- Jones, R.G., Noguer, M., Hassell, D.C., Hudson, D., Wilson, S.S., Jenkins, G.J., Mitchell, J.F.B., 2004: *Generating high resolution climate change scenarios using PRECIS*. UK Met Office Hadley Centre, Exeter, 40p.
- Kanamitsu, M., DeHaan, L., 2011: The Added Value Index: A new metric to quantify the added value of regional models. *J. Geophys. Res.*, **116**, D11106, 10p.
- Karl, T.R., Nicholls, N., Ghazi, A., 1999: CLIVAR/GCOS/WMO Workshop on Indices and Indicators for Climate Extremes Workshop Summary. *Climatic Change*, **42**, pp. 3–7.
- Kovács, E., Pálvolgyi, T., 1990: Kísérlet egy horizontális energiaegyensúlyi és egy vertikális sugárzási-konvektív éghajlatmodell összekapcsolására. *Időjárás*, **94**, pp. 38–46.
- Krüzselyi, I., Bartholy, J., Horányi, A., Pieczka, I., Pongrácz, R., Szabó, P., Szépszó, G., Torma, Cs., 2011: The future climate characteristics of the Carpathian Basin based on a regional climate model mini-ensemble. *Advances in Science and Research*, **6**, pp. 69–73.
- Lakatos, M., Bihari, Z., 2011: A közelmúlt megfigyelt hőmérsékleti- és csapadéktendenciái. In: *KLÍMAVÁLTOZÁS – 2011. Klímaszcenáriók a Kárpát-medence térségére* (szerk.: Bartholy, J., Bozó, L., Haszpra, L.), pp. 146–169.
- Leung, L.R., Ghan, S.J., Zhao, Z.-C., Luo, Y., Wang, W.-C., Wei, H., 1999: Intercomparison of regional climate simulations of the 1991 summer monsoon in East Asia. *J. Geophys. Res.*, **104**, pp. 6425–6454.
- Leung, L.R., Mearns, L.O., Giorgi, F., Wilby, R.L., 2003: Regional climate research: Needs and opportunities. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **82**, pp. 89–95.
- Leung, L.R., Qian, Y., Bian, X., Washington, W.M., Han, J., Roads, J.O., 2004: Mid-century ensemble regional climate change scenarios for the western United States. *Clim. Change*, **62**, pp. 75–113.
- van der Linden, P., Mitchell, J.F.B. (eds), 2009: *ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project*. Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, UK. 160p.
- Machenhauer, B., Windelband, M., Botzet, M., Christensen, J.H., Déqué, M., Jones, R.G., Ruti, P.M., Visconti, G., 1998: *Validation and analysis of regional present-day climate and climate change simulations over Europe*. MPI Report No.275, MPI, Hamburg, Germany.



Martin, G.M., Johnson, D.W., Spice, A., 1994: The measurement and parametrisation of effective radius of droplets in warm stratocumulus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **51**, pp. 1823–1842.

Matyasovszky, I., Weidinger, T., Bartholy, J., Barcza, Z., 1999: A review of the present state of regional climate change studies in Hungary. *Geographica Helvetica*, **54(3)**, pp. 145–153.

McGregor, J.L., 1997: Regional climate modeling. *Meteorol. Atm. Phys.*, **63**, pp. 105–117.

McGregor, J.L., Katzfey, J.J., Nguyen, K.C., 1995: Seasonally varying nested climate simulations over the Australian region. *Third Int. Conference on Modelling of Global Climate Change and Variability*, Hamburg, Germany, 4–8 September 1995.

McGregor, J.L., Katzfey, J.J., Nguyen, K.C., 1999: Recent regional climate modelling experiments at CSIRO. In: *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*. Ritchie, H. (ed.). (CAS/JSCWorking Group on Numerical Experimentation Report; 28; WMO/TD – no. 942) [Geneva]: WMO. P. 7.37–7.38.

Mesinger, F., 1981: Horizontal Advection Schemes of a Staggered Grid – An Enstrophy and Energy-Conserving Model. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, pp. 467–478.

Mika, J., 1993: Effects of the large-scale circulation on local climate in relation to GCM-outputs. *Időjárás*, **97**, pp. 21–34.

Mika, J., 2006: Statisztikus leskáázás – hazai eredmények. In: *31. Meteorológiai Tudományos Napok – Az éghajlat regionális módosulásának objektív becslését megalapozó klímadinamikai kutatások*. (szerk.: Weidinger, T.). pp. 163–177.

Nakicenovic, N., Swart, R. (eds), 2000: *Emissions Scenarios*. A Special Report of IPCC Working Group III, Cambridge University Press, Cambridge, UK. 570p.

Pan, Z., Christensen, J.H., Arritt, R.W., Gutowski, W.J., Takle, E.S., Otieno, F., 2001: Evaluation of uncertainties in regional climate change simulations. *J. Geophys. Res.*, **106**, pp. 17735–17751.

Palmer, T.N., Shutts, G.J., Swinbank, R., 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **112**, pp. 1001–1039.

Pálvölgyi, T., 1985: Havi bontású nulla-dimenziós energiaegyensúlyi éghajlatmodell. *Időjárás*, **89**, pp. 228–241.

Pálvölgyi, T., 1988: Az óceán és a tengeri jég szerepe az éghajlat antropogén eredetű módosulásában. *Időjárás*, **92**, pp. 163–177.

Péczely, Gy., 1981: *Éghajlattan*. Budapest, Tankönyvkiadó. 336p.

Pieccka, I., Bartholy, J., Pongrácz, R., Hunyady, A., 2010: Climate Change Scenarios for Hungary Based on Numerical Simulations with a Dynamical Climate Model. In: *LSSC 2009* [Lirkov, I., Margenov, S., Wasniewski J. (eds)], *LNCS 5910*, pp. 613–620.

Pieczka, I., Pongrácz, R., Bartholy, J., Kis, A., Miklós, E., 2011a: A szélsőségek várható alakulása a Kárpát-medence térségében az ENSEMBLES projekt eredményei alapján. In: 36. *Meteorológiai Tudományos Napok – Változó éghajlat és következményei a Kárpát-medencében*. (szerk.: Lakatos, M.) Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest. 2011, pp. 77–87.

Pieczka, I., Pongrácz, R., Bartholy, J., 2011b: Comparison of simulated trends of regional climate change in the Carpathian Basin for the 21st century using three different emission scenarios. *Acta Silvatica & Lignaria Hungarica*, 7, pp. 9–22.

Pongrácz, R., Bartholy, J., Miklós, E., 2011: Analysis of projected climate change for Hungary using ENSEMBLES simulations. *Applied Ecology and Environmental Research*, 9(4), pp. 387–398.

Pope, V.D., Gallani, M.L., Rowntree, P.R., Stratton, R.A., 2000: The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model: HadAM3. *Clim. Dyn.*, 16(2), pp. 123–146.

Práger, T., Kovács, E., 1988: A légköri nyomgázok és aeroszol részecskék éghajlatmódosító hatásának vizsgálata sugárzási-konvektív modellel. *Időjárás*, 92, pp. 153–162.

Práger, T., Pálvölgyi, T., 1989: Stability properties of seasonal energy balance climate model. *Időjárás*, 93, pp. 323–332.

Simmons, A.J., Burridge, D.M., 1981: An energy and angular-momentum conserving vertical finite difference scheme and hybrid vertical coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, 109, pp. 758–766.

Smith, R.N.B., 1990: A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 116, pp. 435–460.

Szépszó, G., Horányi, A., 2008: Transient simulation of the REMO regional climate model and its evaluation over Hungary. *Időjárás*, 112(3–4), pp. 203–231.

Szépszó, G., Zsebeházi, G., 2011: Az ENSEMBLES projekt regionális modelleredményeinek alkalmazhatósága Magyarország éghajlatának jellemzésére. In: 36. *Meteorológiai Tudományos Napok – Változó éghajlat és következményei a Kárpát-medencében*. (szerk.: Lakatos, M.) Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest. 2011, pp. 60–76.

Takle, E.S., Gutowski, W.J., Arritt, R.W., Pan, Z., Anderson, C.J., da Silva, R.R., Caya, D., Chen, S.-C., Giorgi, F., Christensen, J.H., Hong, S.-Y., Juang, H.-M.H., Katzfey, J., Lapenta, W.M., Laprise, R., Liston, G.E., Lopez, P., McGregor, J., Pielke, R.A., Roads, J.O., 1999: Project to intercompare regional climate simulations (PIRCS): description and initial results. *J. Geophys. Res.*, 104, pp. 19443–19461.

Torma, Cs., Bartholy, J., Pongrácz, R., Barcza, Z., Coppola, E., Giorgi, F., 2008: Adaptation and validation of the RegCM3 climate model for the Carpathian Basin. *Időjárás*, 112(3–4), pp. 233–247.

Trenberth, K.E., Jones, P.D., Ambenje, P., Bojariu, R., Easterling, D., Klein Tank, A., Parker, D., Rahimzadeh, F., Renwick, J.A., Rusticucci, M., Soden, B., Zhai, P., 2007: Observations:

Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 102p.

Uppala, S.M., Kallberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Holm, E., Hoskins, B.J., Isaksen, I., Janssen, P.A.E.M., Jenne, R., McNally, A.P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N.A., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., Woollen, J., 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, pp. 2961–3012.

Wang, Y., Leung, L.R., McGregor, J.L., Lee, D.-K., Wang, W.-C., Ding, Y., Kimura, F., 2004: Regional climate modeling: progress challenges and prospects. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, pp. 1599–1628.

Wilby, R., Wigley, T., Conway, D., Jones, P., Hewitson, B., Main, J., Wilks, D., 1998: Statistical Downscaling of General Circulation Model Output: A Comparison of Methods, *Water Resour. Res.*, **34**(11), pp. 2995–3008.

Wilson, S., Hassell, D., Hein, D., Morrell, C., Jones, R., Taylor, R., 2010: *Installing and using the Hadley Centre regional climate modelling system, PRECIS*. Version 1.9.2. Exeter: UK Met Office Hadley Centre. 157p.